

## Tesis de Posgrado

# Origen y sedimentología de las diamictitas del paleozoico superior de la República Argentina : (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata)

López Gamundi, Oscar Raúl

1983

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

**Cita tipo APA:**

López Gamundi, Oscar Raúl. (1983). Origen y sedimentología de las diamictitas del paleozoico superior de la República Argentina : (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_1823\\_LopezGamundi.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1823_LopezGamundi.pdf)

**Cita tipo Chicago:**

López Gamundi, Oscar Raúl. "Origen y sedimentología de las diamictitas del paleozoico superior de la República Argentina : (con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata)". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1983.

[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_1823\\_LopezGamundi.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1823_LopezGamundi.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

ORIGEN Y SEDIMENTOLOGIA DE LAS DIAMICTITAS DEL PALEOZOICO  
SUPERIOR DE LA REPUBLICA ARGENTINA

(con especial referencia a la cuenca Calingasta-Uspallata)

Por Oscar Raúl López Gamundi

---

TESIS PRESENTADA PARA OPTAR AL TITULO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS GEOLOGICAS

Director de Tesis Doctoral: Dr. Arturo Jorge Amos

Tesis 1823  
g 3

## INDICE

### 1. INTRODUCCION

- 1.1. Generalidades, reseña histórica y objetivos
- 1.2. Criterios para identificar antiguos depósitos glacigénicos
- 1.3. Criterios para el reconocimiento de depósitos conectados  
con corrientes de turbidez

### 2. CUENCA CALINGASTA-USPALLATA

- 2.1. Introducción
- 2.2. Formación Hoyada Verde
- 2.3. Formación Majaditas
- 2.4. Formación Leoncito
- 2.5. Formación Ansilta
- 2.6. Formación Agua de Jagüel
- 2.7. Consideraciones Paleogeográficas

### 3. CUENCA DEL NORTE ARGENTINO Y BOLIVIA

### 4. CUENCA CHACO-PARANAENSE

### 5. SIERRAS AUSTRALES Y CUENCA DEL COLORADO

### 6. CUENCA CENTRAL PATAGONICA

### 7. ISLAS MALVINAS

### 8. CONCLUSIONES FINALES

### 9. AGRADECIMIENTOS

### 10. REFERENCIAS

## RESUMEN

Las glaciaciones han dejado sus rastros a lo largo de la historia geológica de la Tierra principalmente durante el Precámbrico, Ordovícico-Silúrico, Carbónico-Pérmico y Pleistoceno. De estos eventos climáticos, se ha estudiado la posible representación en la República Argentina de la glaciación del Paleozoico superior (Carbónico-Pérmico). Esta glaciación afectó al supercontinente del Gondwana, formado por Sudamérica, África, India, Antártida y Australia como masas continentales principales.

La presencia generalizada de las diamictitas en diversas cuencas de la Argentina durante el Carbónico ha sido la razón principal de este estudio. El origen y características sedimentarias de las mismas y de las rocas asociadas a ellas representan los objetivos básicos de este trabajo.

Las secuencias diamictíticas se encuentran distribuidas en nuestro país principalmente en la cuenca Calingasta-Uspallata, cuenca del Norte Argentino y Bolivia, cuenca central Patagónica, cuenca Chaco-Paranaense y su prolongación austral en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y cuenca del Colorado, e Islas Malvinas.

La presencia de rocas diamictíticas ha sido objeto de largas controversias debido a su posible origen glacial. El progreso en el estudio de los modelos de sedimentación glacial terrestre y glacimarina por un lado, y los de sedimentación turbidítica y de flujos de detritos en abanicos submarinos ha contribuido considerablemente a la determinación paleoambiental buscada.

Para las secciones aflorantes en la cuenca Calingasta-Uspallata se han establecido variaciones faciales que abarcan



ambientes glacimarineros proximales (Formación Hoyada Verde), sucesiones transicionales desde ambientes con predominio de turbiditas hasta otros de alta energía en aguas someras (Formación Majaditas), depósitos originados por flujos gravitatorios submarinos en aguas someras (Formación Leoncito) y ambientes clásicos de abanicos submarinos dominados por corrientes de turbidez (Formaciones Ansilta y Agua de Jagüel). La presencia generalizada de depósitos litorales hasta continentales por sobre las secuencias antes mencionadas portadoras de diamictitas correspondería en forma directa a la recuperación isostática ocurrida al término del período glacial.

La Formación Hoyada Verde constituye el mejor ejemplo de sedimentación glacimarina proximal. Las presencias de un pavimento de bloques estriados, de pelitas laminadas con clastos mayores con estructura de impacto ("dropstones") y fósiles marinos (invertebrados) y de depósitos caóticos (diamictitas gruesas) con clastos estriados con cuerpos cordoniformes de areniscas gruesas interpretados como canales subglaciales, son las características principales que fundamentan la ubicación paleoambiental realizada. Las secuencias turbidíticas asociadas con las diamictitas pueden ser explicadas en función de los modelos deposicionales de abanico submarino propuestos por Mutti y Ricci Luchi (1972, 1975), Walker y Mutti (1973) y Walker (1978). Algunos ortoconglomerados como los presentes en la Formación Majaditas y Formación Ansilta pueden interpretarse como conglomerados resedimentados dentro de secuencias turbidíticas.

Las paleocorrientes medidas en las unidades formacionales aflorantes en la cuenca Calingasta-Uspallata han sugerido un área de aporte ubicada hacia el E y NE.

Las diamictitas de la cuenca del Norte Argentino y Bolivia se concentran en la Formación Tarija. Estos depósitos suprayacen a secuencias pelíticas y arenosas de la Formación Tupambi y a su vez se encuentran por debajo de areniscas rojas y conglomerados de la Formación Las Peñas, constituyendo en su conjunto una secuencia granocreciente de carácter progradante en la cual las diamictitas de la Formación Tarija se ubican dentro del ambiente de frente deltaico originadas por flujos gravitatorios en aguas someras. La presencia de clastos estriados sugiere que por lo menos parte del material haya sido originado en un frente glaciar. Esta secuencia diamictítica es similar en sus características litológicas y estructuras sedimentarias a algunos tramos del Subgrupo Itararé (Brasil) y de la Formación Leoncito (cuenca Calingasta-Uspallata).

Durante el período glacial del Paleozoico superior, las cuencas ubicadas hacia el O de nuestro país (cuenca del Norte Argentino y Bolivia, Calingasta-Uspallata y central Patagónica) han tenido una posición marginal con respecto a los centros importantes de glaciación. Su ubicación paleolatitudinal permite inferir que se ubicaron en latitudes medias a ligeramente altas y asociadas con glaciares de tipo alpino controlados topográficamente. La presencia de abundante material glacial sin consolidar en zonas próximas al talud permitió el retransporte de este material hacia aguas más profundas a través de flujos gravitatorios.

En contraposición, las evidencias de glaciación en la cuenca

de Paraná, tanto en Brasil como en Argentina, Sierras Australes, cuenca del Colorado e Islas Malvinas sugieren la presencia de capas de hielo continental, dado que estas regiones estuvieron ubicadas en latitudes más altas que las anteriormente nombradas de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas del supercontinente del Gondwana.

## 1. INTRODUCCION

### 1.1. Generalidades, reseña histórica y objetivos

La historia climática de la Tierra registra cinco eventos glaciarios; dos se ubican dentro del Precámbrico, los restantes se ubican de la siguiente manera: uno hacia el fin del Ordovícico, otro en el Paleozoico superior y el más reciente en el Pleistoceno. De todas estas glaciaciones, las del Precámbrico y la del Paleozoico superior son las más extremas, considerando la extensión de las áreas afectadas. De éstas tres, la glaciación del Paleozoico superior es la que presenta los mejores ejemplos de sedimentación glacial.

El impacto, del cual quizá todavía no dejamos de estar un poco aturridos, que provocó la Teoría de la Deriva Continental (Wegener, 1912) y su consecuente revalorización, actualización y generalización con la denominada Tectónica de Placas en el ambiente científico, fue de inmensa magnitud y gratitud a quien la originó. Uno de los fundamentos principales que se esgrimieron a favor de la Teoría de la Deriva Continental fue la evidente similitud paleoclimática que se observa en diversas regiones del mundo durante el Paleozoico superior. Estas evidencias corresponden a un evento de glaciación que tiene testimonios en Africa, India, Australia, Tasmania, Antártida y América del Sur (Du Toit, 1921, 1927, 1937; Coleman, 1926; Seward, 1931). Esta glaciación hace necesario que se considere la posibilidad cierta de que

todas las regiones nombradas anteriormente hayan estado unidas durante este período, formando el supercontinente de Gondwana el cual se habría ubicado en las cercanías del Polo. Los aportes del paleomagnetismo en este sentido han sido de indudable valor (Valencio, 1973; Creer, Embleton y Valencio, 1970; McElhinny, 1973; Vilas y Valencio, 1977). En particular para América del Sur la distribución de las rocas con origen glacial probado o probable es amplia; en efecto, abarca la enorme cuenca de Paraná en Brasil, la cual se extiende por los estados de Paraná, Matto Grosso, Goias, Sao Paulo, Santa Catarina y Rio Grande do Sul. El subgrupo Itararé agrupa a las rocas de origen glacial (Rocha-Campos, 1967). En Paraguay se encuentran también evidencias de glaciación en depósitos correlacionables con el Subgrupo Itararé. En Bolivia, los niveles diamictíticos afloran ampliamente y aparecen conectados con los afloramientos del NE de la provincia de Salta. Ambas secuencias forman parte de la cuenca del Norte Argentino y Sur de Bolivia (Amos, 1972). En Uruguay, los afloramientos de rocas diamictíticas corresponden a la F. San Gregorio, la que incluye además varvitas. Esta asociación litológica es típica de la cuenca de Paraná, que incluye a estos afloramientos del Uruguay (Walter, 1931; Caorsi y Goñi, 1958; Mackinnon, 1969).

En la Argentina, las rocas del Paleozoico superior con probable origen glacial se encuentran distribuidas principalmente en la cuenca Calingasta-Uspallata, cuenca del

Norte Argentino y Sur de Bolivia, cuenca central Patagónica, cuenca Chaco-Paranaense y su prolongación austral en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, cuenca del Colorado e Islas Malvinas (Amos, 1972). La distribución general de las áreas de sedimentación para el Paleozoico superior (en especial para el Carbónico medio y superior) se puede observar en la figura 1.1.

Este trabajo tiene como objetivo la determinación del origen y características sedimentarias de las diamictitas del Paleozoico superior de la República Argentina. Estas rocas han sido objeto de múltiples controversias dado que se ha discutido intensamente su conexión directa o indirecta con la glaciación que afectó al supercontinente del Gondwana. Es así que se ha intentado caracterizar sedimentológicamente diversas secuencias diamictíticas del Paleozoico superior y tratar en cada caso de explicar su origen. Finalmente se ha intentado englobar las secuencias estudiadas en un modelo general que abarque la gran variedad de diamictitas y rocas asociadas aflorantes en diversas cuencas.

En este trabajo se ha puesto especial énfasis y detalle en las secuencias correspondientes a la cuenca Calingasta-Uspallata, dedicándosele la parte principal del estudio realizado. Sin embargo el autor cree estar en condiciones de dar un panorama mayor generalizado incluyendo una revisión crítica de la información hasta ahora disponible de otras áreas a las que se ha tenido acceso. A esa información, el autor aporta su propia experiencia de campo, que en el país incluye a todas las regiones antes

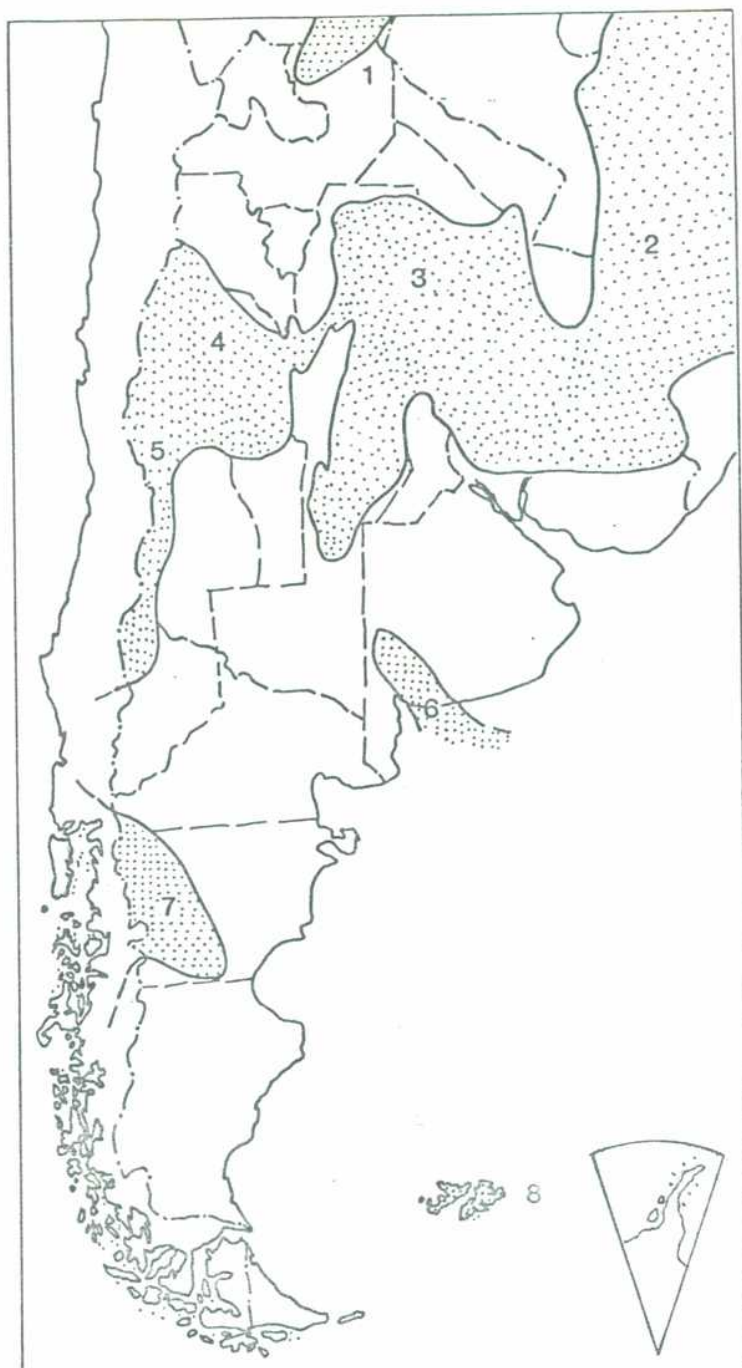


Fig. 1.1. Areas de sedimentación durante el Carbónico medio y superior: 1) cuenca del Norte de Argentina y sur de Bolivia, 2) cuenca de Paraná, 3) cuenca Chaco-Paranaense, 4) cuenca de Paganzo, 5) cuenca Calingasta-Uspallata, 6) Sierras Australes y cuenca de Colorado, 7) cuenca Central Patagónica y 8) Islas Malvinas. Esquema levemente modificado del propuesto por Amos(1972).

mencionadas, salvo en el caso de las Islas Malvinas, y a los afloramientos correspondientes al Paleozoico superior de Uruguay y Brasil (estados de Sao Paulo, Paraná, Santa Catarina y Rio Grande do Sul). Esta información de campo inédita se complementa con la ya publicada por el autor, en forma individual o en colaboración (Amos y López Gamundi, 1980, 1981a, b, c, d; López Gamundi, 1980; López Gamundi y Limarino, en preparación). En la Argentina ya Stappenbeck (1910), Du Toit (1927), Keidel (1922, 1939), Dunbar (1940) y Fossa Mancini (1943) habían considerado la distribución y características generales de las rocas de posible origen glaciario, en especial las de la cuenca Calingasta-Uspallata, Paganzo y Sierras Australes. Posteriormente Frakes, Amos y Crowell (1969) y Frakes y Crowell (1969) han revisado las secuencias diamictíticas del país y han llamado la atención sobre la necesidad de trabajos de detalle. Más recientemente González (1972, 1980) ha estudiado depósitos relacionados con la glaciación en la cuenca Central Patagónica. En fecha reciente han aparecido diversos trabajos focalizados principalmente en el episodio glacial del Paleozoico superior (Amos y López Gamundi, 1980, 1981a, b, c, d; González, 1981; Amos, 1982).

Es necesario reconocer que no existe acuerdo general sobre las causas generadoras de los episodios glaciales en la Historia de la Tierra. Se ha considerado como una de las causas principales la variación temporal de la radiación solar, y especialmente la variación solar estival, la cual ha sido considerada como el factor fundamental en el avance o retroceso de los hielos (Milanko-



vitch, 1938); la sucesión de varios veranos fríos (causados por grandes distancias tierra-sol) trae como consecuencia que se derrita poca cantidad de nieve invernal y consecuentemente permita mayores avances del hielo, especialmente durante el invierno. Las curvas de variación de la radiación solar calculadas por Milankovitch fueron recalculadas por Vernekar (1972) con pocas diferencias sustanciales. La causa de esta variación de la cantidad de energía solar recibida reside en las variaciones orbitales. Tres parámetros orbitales pueden ser los que afectan la cantidad de radiación solar que recibe un área de la tierra; éstos son: excentricidad (relación entre la distancia focal y la longitud del eje mayor) de la órbita elíptica, la oblicuidad de la eclíptica (el ángulo entre los planos ecuatorial y eclíptico) y la precesión de los equinoccios, la cual depende de la longitud del perihelio y parcialmente de la excentricidad (Frakes, 1980). De estos tres parámetros, sólo la excentricidad y la precesión definen la distancia tierra-sol. Sin embargo la oblicuidad, si bien no tiene efecto directo sobre la cantidad de radiación total controla la distribución latitudinal de la energía solar.

Estas causas, sumadas a la existencia de masas de tierra correspondientes al supercontinente del Gondwana sobre el polo son las razones principales para la existencia del evento glacial del Paleozoico superior. La posible causa para su terminación fue la deriva de distintas regiones del supercontinente hacia zonas de latitudes más bajas durante el Pérmico (Frakes, 1980).

## 1.2 Criterios para identificar antiguos depósitos glacigénicos

### Introducción

Para mayor claridad en la exposición de los hechos, vale la pena reseñar a esta altura los criterios utilizados para el reconocimiento de antiguos depósitos glacigénicos, los cuales fueron enunciados anteriormente, en forma más resumida, por López Gamundi y Amos(1982).

Las evidencias de episodios glaciales antiguos están limitados hasta ahora al Precámbrico, Ordovícico-Silúrico y Carbónico-Permiano. Las características de los depósitos glaciales y las formas erosivas asociadas se usan en la determinación del origen de las rocas de probable génesis glacial. Esas características han sido utilizadas frecuentemente en la obtención de los criterios para la identificación de depósitos glacigénicos antiguos(Schwarzbach, 1964; Harland, Herod y Krinsley, 1966; Schemerhorn, 1966, 1974; Flint, 1971; Hambrey y Harland, 1979, 1981). Los modelos deposicionales de sedimentación glacial terrestre y glacimarina han sido tomados de estudios conectados con la glaciación del Pleistoceno y con los procesos de sedimentación glacimarina. Estos pueden estudiarse en la actualidad en las zonas árticas y antárticas. Los ambientes actuales de sedimentación terrestre glacial fueron estudiados principalmente por Smith(1959), Flint(1971), Boulton(1972,1978) y Dreimanis(1976).

Los trabajos de Carey y Ahmad(1961), Chriss y Frakes(1972), Holdsworth(1973), Dreimanis(1979), Kurtz y Anderson(1979)

y Anderson, Kurtz, Domack y Balshaw(1980) están enfocados en procesos de sedimentación glacimarina y sus productos. Es interesante remarcar un concepto importante que es el de potencial de preservación; los sedimentos glacimarininos se depositan en general en cuencas de continua sedimentación, y son cubiertos rápidamente por otros depósitos marinos. Por el contrario, los depósitos glaciales depositados subaéreamente están expuestos a la erosión penecontemporánea. Además de lo anteriormente dicho, las secuencias glaciales del Paleozoico superior de Brasil, India, Sudáfrica y Australia central y occidental yacen en áreas cratónicas, estables y anorogénicas. Estas secuencias no aparecen intensamente deformadas. En contraste, aquellas secuencias de Australia oriental, Argentina occidental y Bolivia yacen dentro de fajas orogénicas, asociadas a rocas de geosinclinales inestables y por lo tanto están más expuestas a la erosión y/o deformación(Dott, 1961).

### Criterios

Los criterios han sido ordenados en orden de importancia de la siguiente manera: a) formas erosivas, b) características erosivo-deposicionales, c) presencia de diamictitas con clastos estriados, d) litologías asociadas, e) criterios texturales, f) microtexturas en granos de cuarzo y granate y g) criterios indirectos.

a) Formas erosivas: en este apartado se han incluido los pavimentos estriados, y las formas de tipo "roche moutonnée" labradas en rocas de basamento. Generalmente estas superficies están cubiertas por tillitas. Sobre la superficie erosionada se pueden observar varios tipos de estrías y otras

lineaciones. Las estrías aparecen agrupadas en dos, los cuales se intersecan en ángulo agudo. Estas estrías aparecen asociadas con otras marcas de fracturas tales como "chattermarks", "crescentic fractures" y "crescentic gouges" (Gilbert, 1905; Dreimanis, 1956). El sistema de flujo glacial puede ser deducido a partir de todas estas estructuras direccionales. Se han realizado diversos estudios sobre superficies estriadas en el Sahara, correspondiente al episodio glacial de fines del Ordovícico (Fairbridge, 1970) y en otros pavimentos asignados a la glaciación del Paleozoico superior en India (Smith, 1963a, b; Gosh y Mitra, 1969; Ahmad, Ghauri, Abbas y Moakhar, 1975; Ahmad, 1981), Australia (Konecki, Dickins y Quinlan, 1958; Bowen, 1969; Grey, van de Graak y Hocking, 1977), Brasil (Rocha-Campos, Farjallat y Yoshida, 1969; Rocha-Campos, 1981; Rocha-Campos y dos Santos, 1981) y Sudáfrica (du Toit, 1921; Haughton y Frommurge, 1936; Stratten, 1970; Heath, 1972; Frakes y Crowell, 1970; Crowell y Frakes, 1972; Screuder y Genis, 1974; Bond, 1981a, b; Martin 1981a, b; von Brunn y Stratten, 1981).

b) Características erosivo-deposicionales: incluyen los pavimentos de bloques ("boulder pavements") y poseen las mismas características direccionales que los pavimentos estriados anteriormente descriptos. Varios autores coinciden en asignar a los pavimentos de bloques un ambiente de formación subglacial, el cual puede ser tanto subaéreo como subhúmedo, dado que la formación de esta estructura depende sólo de procesos de cizalla dentro de la tectónica glacial, y no de una ubicación particular en su ambiente de formación. Se han reconocido tanto variedades "intertill" como

"intratill". Se han descripto varios pavimentos de bloques de Antártida(Schmidt y Williams, 1969; Frakes, Mathews y Crowell, 1971), Brasil(Rocha-Campos de Oliveira, dos Santos y Saad,1976), Africa(Stratten, 1969 para la cuenca de Karroo y Rocha-Campos, 1976 para Angola),India(Gosh y Mitra, 1969) y Argentina(González, 1981; Amos y López Gamundi, 1981a).

c) Presencia de diamictitas con clastos estriados: debido a la intensificación de los estudios sobre flujos gravitacionales y corrientes de turbidez, el origen de depósitos similares a las verdaderas tillitas ha quedado esclarecido en muchos casos. La posibilidad de un origen no glacial de remoción en masa ha sido sugerida para algunas diamictitas del Precámbrico(Winterer, 1964; Dott, 1961) y del Paleozoico superior(Frakes , Amos y Crowell, 1969; Frakes y Crowell, 1969; Amos y López Gamundi, 1981a).

La diferenciación entre estos dos orígenes, es decir remoción en masa(sensu lato) y glacial es posible teniendo en consideración las distintas características de las diamictitas(Crowell, 1957; Dott,1961; Walker, 1978; Mills, 1977). Los pliegues "slump"("slump overfolds" de Crowell, 1957) , la estratificación convoluta, los "slump balls"(ten Haaf, 1956), diques clásticos, masas distorsionadas de arena, formas en gancho(Crowell, 1957) y otras estructuras de formacionales han sido consideradas en conexión con corrientes gravitacionales o turbidíticas; aunque han sido descriptas también como asociadas a tills de flujo(Camuto y Rocha-Campos, 1981). Algunos autores han descripto

estas estructuras como causadas por empuje glacial (Martin, 1964; Bell, 1981).

Los clastos con disposición paralela o subparalela (Wentworth, 1936) sugieren un origen glacial para los depósitos que contienen estos clastos. Sin embargo, la presencia de clastos estriados ha sido citada en diamictitas no glaciales (flujos de barro subaéreos y algunos ambientes tectónicos). Winterer (1964), por ejemplo, en su estudio sobre las fangolitas guijarrosas del Precámbrico superior de Normandía, Francia, describe una disposición de estrías de tipo "moulded" (según la clasificación de Wentworth, 1936), pero agrega "... striae of stones of Saint Germain d'Ectot are thus very much more abundant than those on stones of known glacial deposits, and possess a very different pattern". Finalmente, el mismo autor concluye que "... where muddy matrix includes even smaller pebbles and granules, the striae are continuous from one small clast to another... this is interpreted to indicate that striae were cut after the stones within the enclosing mudstone".<sup>1</sup>

Algunos autores consideran que la abrasión entre clastos es otra de las causas de estriación. Sin embargo, en diamictitas con baja relación clastos/matriz, la distancia entre clastos es muy grande y por lo tanto disminuye en mucho la probabilidad de abrasión entre clastos (Frakes, Amos y Crowell, 1969). Por lo tanto, la presencia de clastos estriados con disposición paralela o subparalela sugiere un origen glacial para las diamictitas que los contienen.

Un origen mixto para algunas diamictitas parece ser una característica común; la redeposición de material glacial

1 ver final del capítulo

dentro de zonas más profundas de la cuenca, transportado hasta allí por diferentes tipos de flujo, puede ser un mecanismo razonable. Los clastos estriados en estas diamictitas pueden haber provenido de material original derivado de la acción glacial, y una rápida deposición de estos tills en zonas adyacentes a pendientes submarinas pronunciadas pudo haber provisto condiciones ideales para la generación de flujos gravitacionales y deslizamientos (Frakes, Amos y Crowell, 1969). Algunas diamictitas del Paleozoico superior de la Cuenca Central Patagónica (González, 1980; Amos y López Gamundi, 1981b) y Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Coates, 1969) pueden haber tenido este origen.

d) Litologías asociadas: la presencia de diamictitas esencialmente no estratificadas suprayaciendo sobre una superficie erosiva de tipo pavimento estriado es indicativa de un episodio de sedimentación glacial subaérea. Estos depósitos están asociados con lutitas finamente laminadas y fangolitas con clastos aislados ("dropstones") y clastos intraformacionales de till, e incluye también verdaderas varvitas, probablemente depositadas en lagos proglaciales efímeros (construidos por endicamiento producido por morenas terminales). Los clastos deflecan la laminación de las pelitas y son considerados como clastos caídos por balsaje glacial (Crowell, 1964). Las secuencias glaciales de la cuenca de Paraná han sido divididas de la siguiente manera (Rocha-Campos, 1967): secuencias granodecrecientes compuestas por diamictitas arenosas o fangosas (tillitas) con vénulas de arena, consideradas similares a los pseu-

morfos de venas de hielo y cuñas de arena, que se corresponden con las cuñas de hielo; y fangolitas laminadas y varvitas, cíclicamente repetidas. La parte inferior de esta secuencia es derivada directamente de ambientes de sedimentación en contacto con el hielo. Cuerpos filiformes de arena, a veces con estratificación entrecruzada, interpretados como "eskers" han sido descriptos para rocas del Paleozoico superior de Brasil (Frakes, Figueiredo Filho y Fulfaro, 1968) e Islas Malvinas (Frakes y Crowell, 1967). En secuencias glacimarinas, las diamictitas aparecen como depósitos moderadamente a bien estratificados asociados con lutitas guijarrosas ("pebbly shales") con clastos caídos. Esta última clase de rocas sugiere fuertemente, así como en el caso de ambientes glacialacustres, procesos de balsaje. Existe además la evidencia negativa, a favor del balsaje glacial, de la ausencia de balsas orgánicas preservadas en el registro fósil y la pobreza general de materia orgánica en estos depósitos.

Las facies glacimarinas proximales tienen características muy similares a las de los ambientes glaciales subaéreos. Canales subglaciales de geometría cordoniforme dentro de diamictitas groseramente estratificadas se han descripto para diversas secuencias glacimarinas. Estos depósitos glacimarinos se interdigitan lateralmente con facies marinas de sedimentación pelítica.

e) Criterios texturales: la diferenciación, a través de parámetros texturales, entre verdaderas tillitas y flujos



de barro subaéreos y , por otro lado, entre depósitos glaci<sup>ma</sup>riminos y turbiditas y flujos gravitatorios ha sido relativamente exitosa(Landim y Berrios, 1972; Landim y Frakes, 1968; Frakes y Crowell,1975; Kurtz y Anderson, 1979; Anderson , Kurtz, Domack y Balshaw, 1980).

Frakes y Crowell(1975) han aplicado los estudios texturales de Landim y Frakes(1968) a depósitos conectados con la glaciación del Gondwana. Estos dos últimos autores han diferenciado, con dos simples parámetros texturales(media y desviación standard, según Folk y Ward, 1957), dos campos diferentes para los tills terrestres y los depósitos glaci<sup>ma</sup>riminos. Recientemente, Anderson, Kurtz, Domack y Balshaw (1980) han aportado características texturales para tills basales, sedimentos glaci<sup>ma</sup>riminos compuestos y sedimentos glaci<sup>ma</sup>riminos residuales. Los tills basales son masivos, pobremente seleccionados y homogéneos. Los sedimentos glaci<sup>ma</sup>riminos compuestos están groseramente estratificados y contienen una moda fina derivada de corrientes. Los sedimentos glaci<sup>ma</sup>riminos residuales han sido retrabajados por corrientes y son escasos en la fracción limo-arcilla y contienen una fracción arenosa moderadamente seleccionada. Estos han sido depositados por hielo flotante y reflejan la acción de corrientes marinas.

f)Microtexturas en granos de cuarzo y granate: las marcas crescentes("chattermark trails"), consideradas como producidas por abrasión glacial. Se han identificado en granos de cuarzo y granate(Krinsley y Donahue,1968; Folk, 1975, 1977; Bull, 1977). En depósitos glaciales antiguos, Gravenor

y Gostin(1979) y Gravenor(1980) han realizado estudios sobre granos de granate de las tillitas de la cuenca de Paraná.

g) Criterios indirectos: dentro de los criterios indirectos que apoyan un origen glacial para diversos depósitos están: las faunas de mares fríos, los análisis geoquímicos y los datos paleomagnéticos.

La presencia de faunas de aguas frías ha sido confirmada en secuencias del Paleozoico superior de Australia(Dickins, 1978) y Argentina(González, 1972). El origen glacial es confirmado si se comprueba la presencia de glandonitas, que son concreciones originadas en zonas de alta concentración de sales marinas cuando un glaciar termina en el mar(Carey y Ahmad, 1961).

Finalmente, el paleomagnetismo ha brindado su aporte ayudando en las reconstrucciones paleogeográficas y en la determinación de paleolatitudes. Los análisis geoquímicos de sedimentos antárticos(Angino, 1966), dando énfasis a los contenidos de Fe y Mn, han sido comparados con aquellos de probables depósitos glacigénicos de edad Paleozoico superior de la cuenca de Calingasta-Uspallata, Central Patagónica, Paraná e Islas Malvinas por Frakes y Crowell (1975).

<sup>1</sup> " las estrías de los clastos de Saint Germain d'Ectot son mucho más abundantes que aquellas que se encuentran en clastos de depósitos de indudable origen glacial y poseen una disposición muy diferente". Finalmente el mismo autor concluye "... cuando la matriz fangolítica incluye clastos menores, las estrías son continuas desde un clasto a otro... esto es interpretado como indicativo de que las estrías tuvieron origen después de que los clastos se encontraban inmersos en la matriz". (Traducción del autor).

### 1.3. Criterios para el reconocimiento de depósitos conectados con corrientes de turbidez

La determinación de las principales características de los depósitos turbidíticos es fundamental para distinguir a las diamictitas conectadas genéticamente con las corrientes de turbidez de las diamictitas de origen glacial. Las corrientes de turbidez son flujos en los cuales los granos están suspendidos por turbulencia. Las principales características de las turbiditas han sido resumidas por Bouma(1962) el cual elaboró el ciclo elemental de las mismas y sus implicancias hidrodinámicas. Este tipo de depósitos se hallan vinculados al modelo de sedimentación de abanico submarino, donde predominan los procesos de remoción en masa y flujos gravitatorios y que dan como resultado un amplio rango de depósitos con diversas características, además de las turbiditas clásicas de Bouma(1962), las cuales están asociadas a corrientes de turbidez de baja densidad(Lowe, 1982). La relación general entre depósitos y la morfología de los ambientes de cañón y abanico submarino han sido descriptos por diversos autores, en especial por Walker(1976, 1978). En la figura 1.2 se observan los diferentes tipos de depósitos desde las denominadas fluxoturbiditas(Dzulynski, Ksiazkiewicz y Kuenen, 1959), las cuales son depósitos psefíticos, hasta las turbiditas "distales" clásicas(ver además cuadro 1.1). Las turbiditas "distales", compuestas por wackes y lutitas alternantes, se ubican en distintos sectores del abanico por lo cual Mutti(1977) prefiere el término turbiditas finamente estratificadas("thin-bedded turbidites")

Cuadro 1.1. COMPARACION ENTRE TURBIDITAS PROXIMALES  
Y DISTALES (Walker, 1967)

PROXIMALES	DISTALES
Bancos potentes	Bancos delgados
Depósitos gruesos	Depósitos finos
Bancos individuales de areniscas amalgamados para formar bancos potentes	Bancos individuales de areniscas raramente amalgamados
Bancos irregulares en espesor	Bancos tabulares
Presencia de canales y superficies de erosión	Pocas superficies de erosión, ausencia de canales
Escasas a ausentes intercalaciones fangolíticas entre bancos de areniscas; proporción arena/fango alta	Intercalaciones fangolíticas entre areniscas frecuentes; proporción arena/fango baja
Bancos no gradados a groseramente gradados	Bancos con buen desarrollo de estructura gradada
Base del banco de arenisca neto, techo a menudo neto, presencia de secuencias $T_{a-e}$	Base del banco de arenisca neto, techo gradacional a sedimentitas finas; secuencias $T_{a-e}$ poco frecuentes
Laminación y ondulitas poco frecuentes	Laminación y ondulitas muy comunes
Lineaciones por erosión("scour marks") más frecuentes que lineaciones producidas por objetos("tool marks")	Lineaciones por objetos más frecuentes que lineaciones por erosión

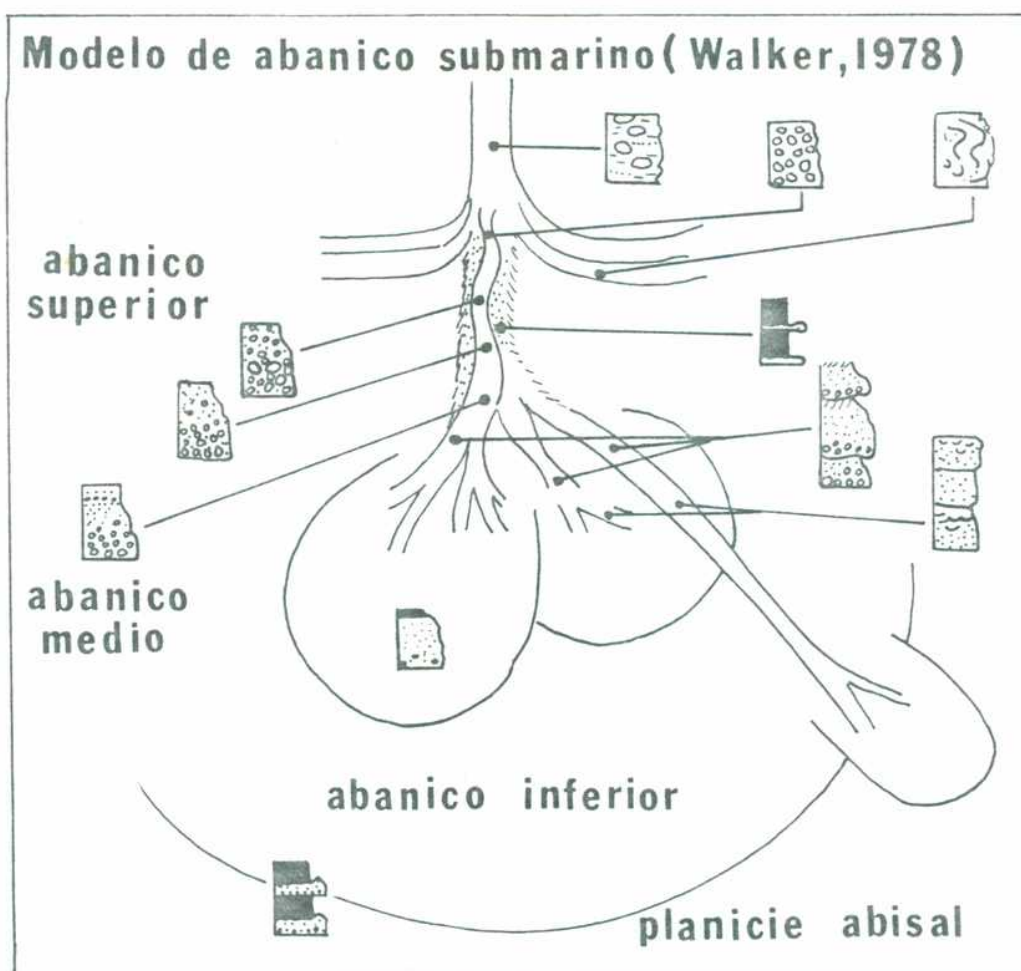


Fig.1.2. RELACION ENTRE DEPOSITOS TURBIDITICOS Y MORFOLOGIA DE CAÑON SUBMARINO (WALKER, 1978)

Las asociaciones faciales han sido resumidas por Nilsen(1977), siguiendo los esquemas de Mutti y Ricci Luchi(1972, 1975) y Walker y Mutti(1973) y Nelson y Nilsen(1974), subdividiéndolas en tres: a) pendiente, b) abanico y c) planicie abisal, cuyas características principales son las siguientes:

Asociación facial de pendiente: secuencias de lutitas y areniscas finas con depósitos gruesos de cañón submarino que cortan los depósitos anteriores.

Asociación de abanico: subdividido en tres partes 1)abanico interior, 2) abanico medio y 3) abanico exterior.

1)abanico interior: caracterizado por sedimentitas finas de la zona de intercanal y gruesos bancos de areniscas y conglomerados depositados en los canales.

2)abanico medio: caracterizado por ciclos granodecrecientes y granocrecientes de bancos de areniscas depositados en canales distributarios y sedimentitas pelíticas de margen de canal y zona de intercanal, asociadas con turbiditas finas.

3)abanico exterior: caracterizado por megasecuencias granocrecientes de areniscas no canalizadas de amplia extensión lateral.

Asociación de planicie abisal: caracterizada por bancos de areniscas y lutitas sin ninguna ciclicidad y de gran extensión lateral, con una proporción arena/lutita más baja que en las zonas de abanico. Estas rocas aparecen asociadas a lutitas hemipelágicas.

Por otro lado, Mutti y Ricci Luchi(1972,1975) han reconocido siete litofacies o facies para estos ambientes; ellas son: facies A: bancos gruesos, macizos de conglomerados y areniscas lenticulares gradados o no gradados, en general carecen de estructuras sedimentarias conspicuas.

facies B: areniscas medianas a gruesas, macizas caracterizadas por estratificación plana irregular o láminas inclinadas y con estructuras de escape de fluidos(estructura en plato).

facies C: depósitos que corresponden al ciclo elemental de Bouma( $T_{a-c}$ ).

facies **D**: depósitos que corresponden al ciclo elemental de

Bouma, sin la división basal( $T_a$ ).

facies E: formada por areniscas gruesas a finas estratificadas en escala media a pequeña con contactos superiores en forma de duna y con estratificación entrecruzada.

facies F: depósitos de aspecto caótico, gruesos, retransportados por "slumps" y deslizamientos.

facies G: compuesta por pelitas hemipelágicas.

Como se desprende de lo anterior, es necesario para la exacta identificación de estos depósitos la observación de sus características texturales, estructuras sedimentarias y asociaciones faciales. El análisis en detalle de estas características será realizado cuando se traten en particular las diamictitas que pueden estar conectadas con estos ambientes de sedimentación ya que además de las turbiditas clásicas de Bouma, en este ambiente de abanico submarino se encuentran depósitos psefíticos asociados a estas corrientes de turbidez de alta densidad(Lowe, 1982). Estos depósitos gruesos frecuentemente tienen características diamictíticas(aspecto caótico, alto tenor de matriz, amplio rango granulométrico) que hacen dificultosa su ubicación paleoambiental.

## 2. CUENCA CALINGASTA-USPALLATA

### 2.1. Introducción

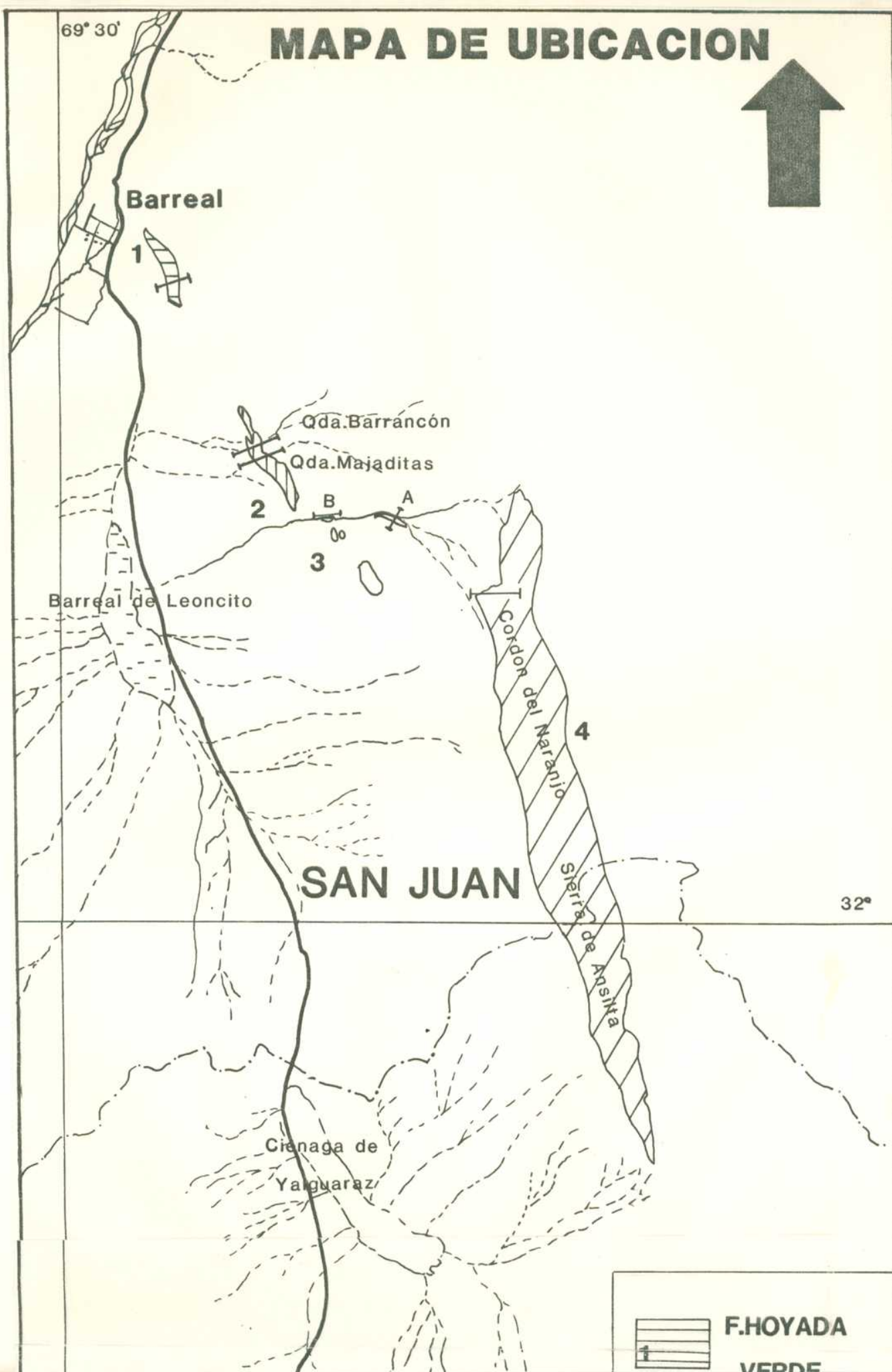
La cuenca Calingasta-Uspallata (Amos, 1972) incluye diversos afloramientos ubicados mayormente en el flanco occidental de la Precordillera sanjuanina-mendocina. Las formaciones estudiadas se distribuyen de la siguiente manera, de N a S: Formación Hoyada Verde, Formación Majaditas, Formación Leoncito, Formación Ansilta y Formación Agua de Jagüel (fig. 2.1.).

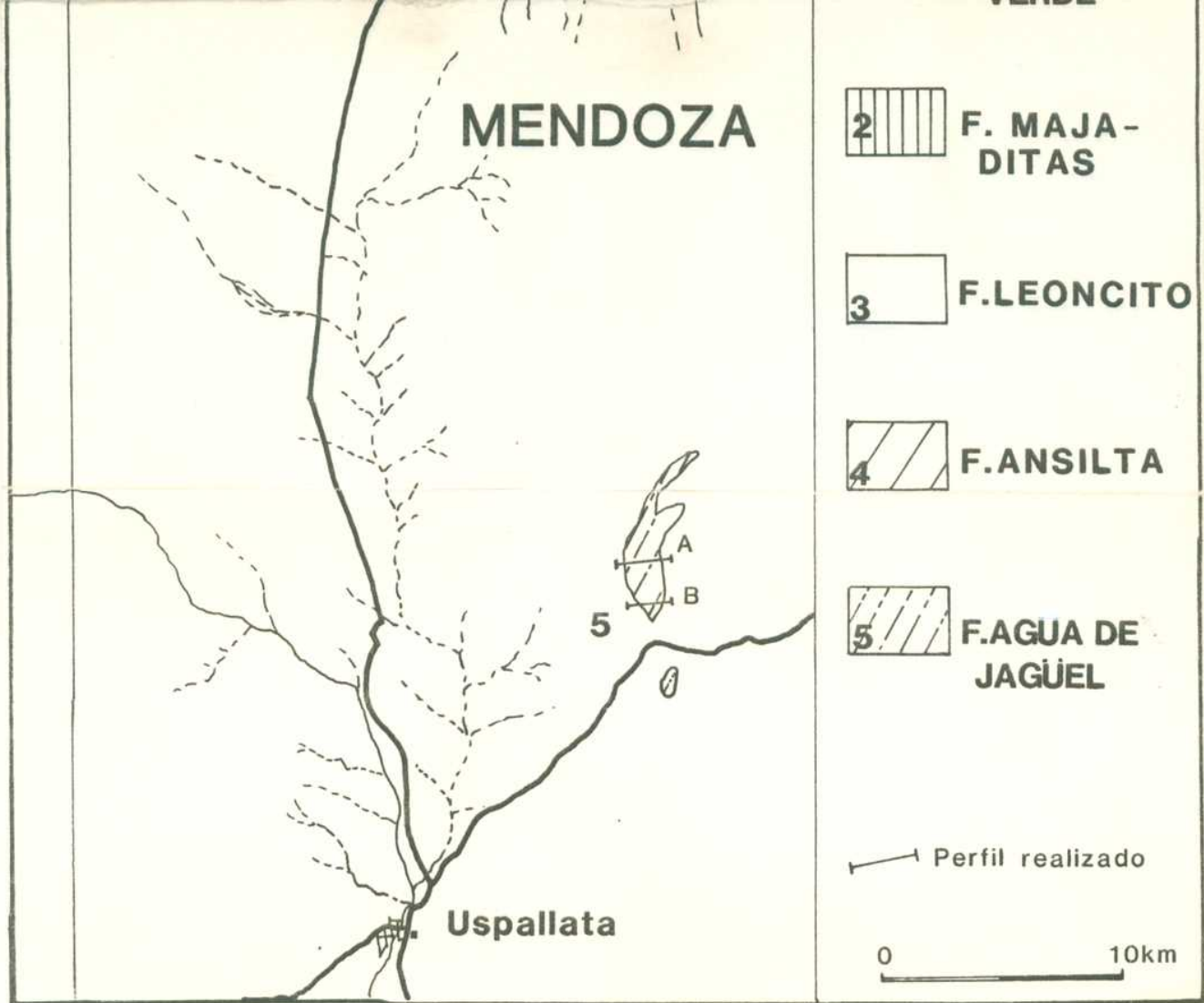
Cada una de estas unidades formacionales serán tratadas individualmente desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico. En cada caso particular, se ha intentado una interpretación paleoambiental. La revisión bibliográfica correspondiente a los trabajos anteriores realizados sobre cada formación ha sido resumida en forma individual.

Finalmente se han realizado algunas consideraciones paleogeográficas generales para la cuenca durante el Carbónico medio y superior. Estas consideraciones se han basado fundamentalmente en los aportes originales del autor en análisis litofacial y de paleocorrientes y caracterización petrológica de las areniscas. Este último concepto es de gran importancia para la caracterización de las áreas de aporte. También han sido considerados los trabajos de Amos y Rolleri (1965) y Rolleri y Baldi (1969), en los cuales se realizan interesantes observaciones sobre la paleogeografía durante el período analizado en este estudio.



Fig.2.1







## 2.2. Formación Hoyada Verde(Mésigos, 1953)

### 2.2.1. Ubicación del área

La Formación Hoyada Verde aflora al E del pueblo de Barreal, en el borde occidental de la Precordillera en la denominada Sierra de Barreal, en el SO de la provincia de San Juan(fig.2.1.). Los afloramientos son de fácil acceso por la quebrada de Tres Saltos, a unos 2 km al E del pueblo de Barreal.

### 2.2.2. Trabajos anteriores

Varios han sido los trabajos realizados sobre estos depósitos del Paleozoico superior, siendo los primeros los de Heim(1945), Cuerda(1946), Keidel(1949) y Zöllner(1950), los cuales describieron distintos aspectos estratigráficos y estructurales.

Mésigos(1953) realizó la subdivisión de estos depósitos en dos grupos: Grupo San Eduardo, inferior, y el Grupo Pituil(Mésigos, 1953; Amos y Rolleri, 1965), superior. El detallado mapeo realizado por Mésigos ha sido de utilidad para hacer el estudio sedimentológico de la unidad. Posteriormente, Frakes, Amos y Crowell(1969) y Frakes y Crowell(1969), al realizar un estudio general sobre las diamictitas del Paleozoico superior, sugirieron la necesidad de un estudio más profundo de las mismas. Posteriormente, González(1981) ha descripto un pavimento de bloques ubicado en los niveles glaciales.

### 2.2.3. Geología regional y estructura

La Formación Hoyada Verde forma, junto con las Formaciones El Paso y El Retamo, el denominado Grupo San Eduardo (Mésigos, 1953). Si bien Mésigos considera a la Formación El Paso como más antigua que la Formación Hoyada Verde, Amos y López Gamundi(1981c) han considerado que ambas unidades son equivalentes. Con la Formación El Retamo culmina el Grupo San Eduardo y en discordancia sobreyace la Formación Tres Saltos, correspondiente al Grupo Pituil (Amos y Rolleri, 1965).

Toda la secuencia anterior aparece plegada en un gran braquianticlinal de rumbo NNO-SSE. En su núcleo se presentan los principales afloramientos de la unidad estudiada. Mésigos(1953) calculó en 335 m el espesor aflorante de la Formación Hoyada Verde.

### 2.2.4. Metodología utilizada

Se realizaron tres perfiles de detalle, dos de ellos ubicados en el flanco E del braquianticlinal(fig.2.2.), los perfiles A y B; y el restante sobre el flanco O del mismo (perfil C), opuesto al perfil B. Se realizó un bosquejo geológico con el fin de ubicar los perfiles principales (A y B) y conectarlos con el pavimento de bloques(fig.2.2.). Todo esto contribuyó a construir un modelo sedimentario para las rocas estudiadas.

### 2.2.5. Facies sedimentarias

Se han distinguido cuatro facies sedimentarias, las cuales

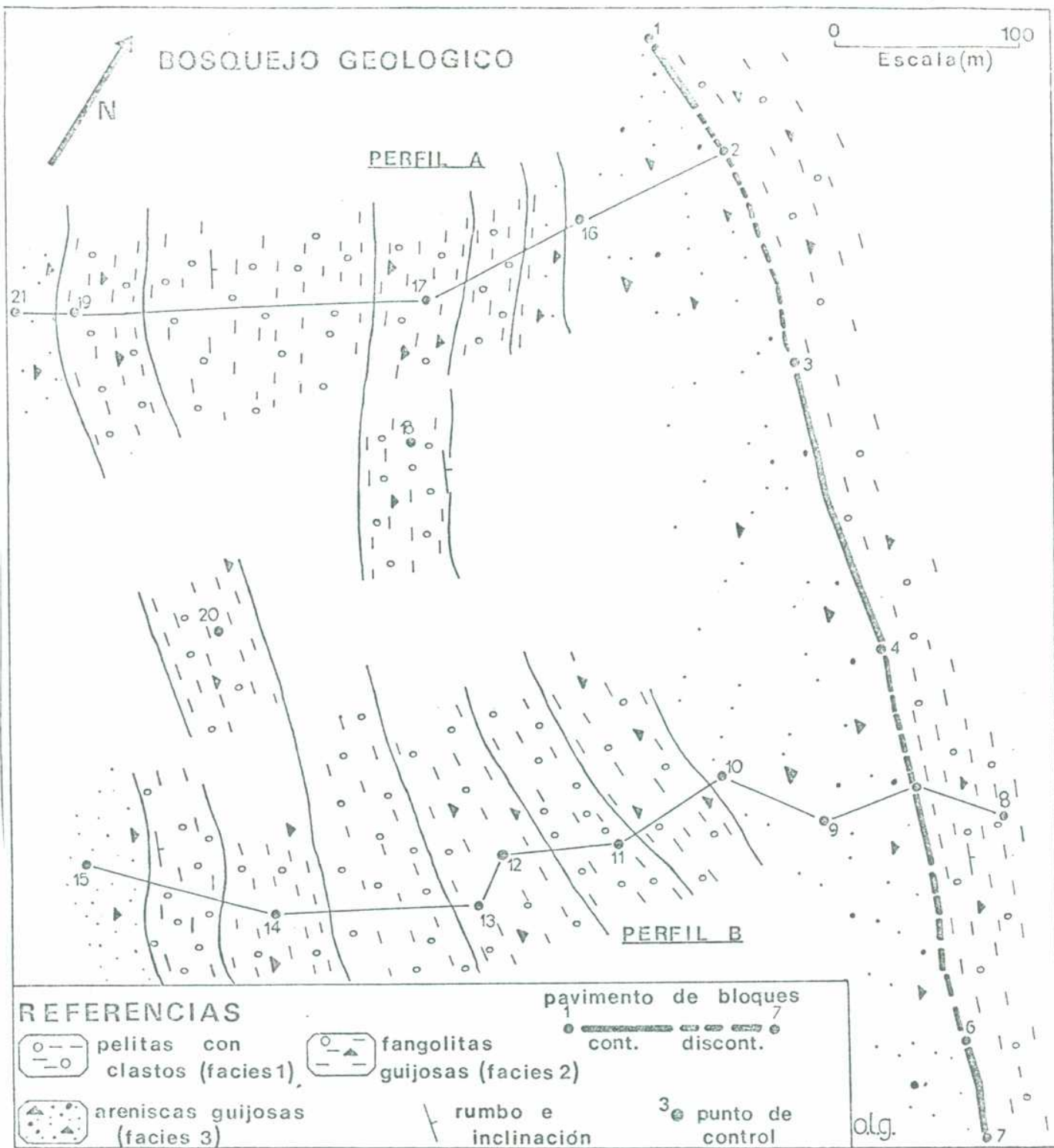


Fig.2.2. Ubicación de los perfiles A y B, del pavimento de bloques estriados y de diferentes litosomas de las diversas facies definidas. Flanco E del braquianticlinal de la Sierra de Barreal, al E de la población de Barreal (provincia de San Juan).

han sido diferenciadas básicamente por sus características litológicas, estructuras sedimentarias, geometría y fósiles siguiendo el criterio general de Selley(1970a). Las rocas correspondientes a estas facies han sido descritas según la clasificación de Folk(1954), traducida al castellano por Teruggi(1982), la cual se adapta particularmente bien para rocas de moderada a mala selección.

Las facies distinguidas son:

Facies 1: facies de pelitas y limolitas con clastos.

Facies 2: facies de fangolitas guijosas.

Facies 3: facies de areniscas guijosas con bloques y lentes sabulíticos.

Facies 4: facies de lutitas y limolitas arenosas con estratificación ondulítica.

#### Descripción e interpretación de las facies

Facies 1: facies de pelitas y limolitas con clastos

Esta facies está compuesta por lutitas y limolitas grises oscuras que pasan en transición vertical a limolitas grises oscuras con clastos dispersos. En algunos sectores se han identificado verdaderas lutitas con clastos("pebbly shales") con algunos rodados de hasta 40 cm. Las pelitas aparecen estratificadas en bancos delgados de 1 a 5 cm de espesor, lo que corresponde a estratificación fina según la clasificación de Ingram(1954). El porcentaje de clastos y su tamaño máximo medio suelen hacerse mayores cuando se pasa transicionalmente a depósitos de la facies 2. Muchos de los clastos que se encuentran dentro de las



pelitas deforman la estratificación en su parte inferior mostrando una estructura bilateral según un eje perpendicular al plano de estratificación( o simetría radial en tres dimensiones). En algunos sectores se ha podido observar dentro de las pelitas estratificación convoluta y masas de fangolita arenosa guijosa(facies 2) internamente deformadas(perfil C, fig.2.3.), las cuales forman cuerpos asimétricos similares a "slump balls"(Ten Haaf, 1956). También dentro de rocas de esta facies se han encontrado lentes delgadas(20-30 cm) de areniscas conglomerádicas finas(sabulitas) de color ocre con estructuras "pull apart" o de "boudinage" sedimentario(figuras 2.3. y 2.4.A).

### Interpretación

Por su granulometría fina y estructuras sedimentarias, los depósitos de esta facies corresponden a condiciones de sedimentación en aguas tranquilas, a partir de suspensiones de baja energía. La secuencia por lo tanto corresponde a procesos relativamente continuos de sedimentación que dieron origen a las pelitas, con episodios esporádicos y desconectados con el anterior, que corresponden a la deposición de clastos caídos los cuales deforman la estratificación (estructura de impacto; Crowell, 1978). Este tipo de depósitos, resultante de dos procesos de sedimentación independientes pero sobreimpuestos, posee por lo tanto una amplia variedad granulométrica( de limo-arcilla a guija gruesa, excepcionalmente hasta bloque). La simetría ver-



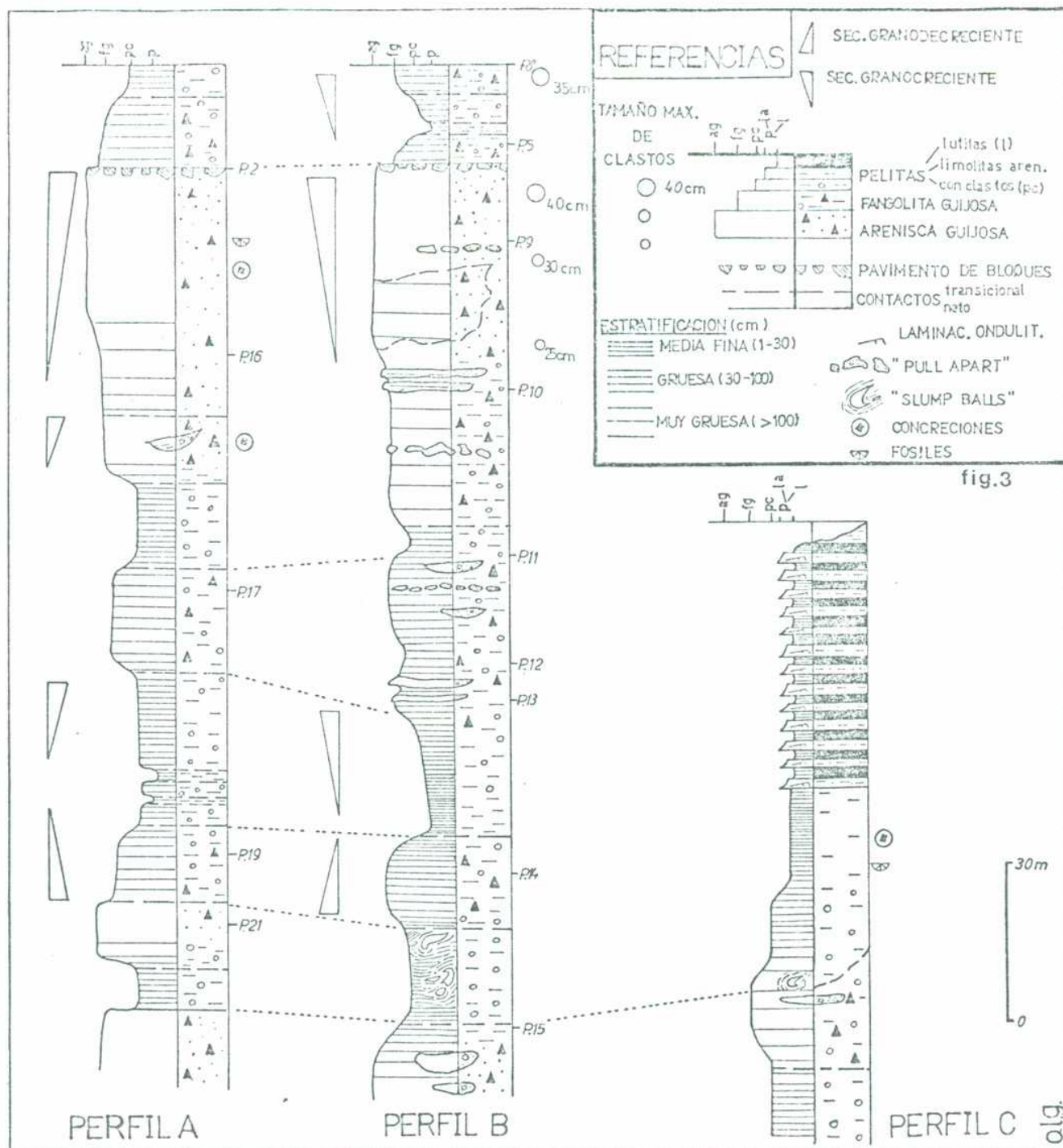


Fig.2.3. Perfiles estudiados en la Formación Hoyada Verde

tical axial de la estructura resulta del impacto del clasto, originado por procesos de balsaje (Crowell, 1964). Para estos procesos de balsaje han sido postulados dos posibles orígenes: orgánico o glacial. La posibilidad de un origen orgánico se ve disminuida por la ausencia de balsas orgánicas fósiles y la pobreza de material orgánico de los depósitos tratados (Frakes, Amos y Crowell, 1969; López Gamundi y Amos, 1982). Masas de arena gruesa a conglomerádica deformadas se han encontrado dentro de las pelitas sobre todo cuando éstas sobreyacen rocas de la facies 3. Las pelitas aparecen con estratificación convoluta en las cercanías de los cuerpos arenosos, los cuales podrían corresponder a las denominadas "slump balls" de Ten Haaf (1956, 1959).

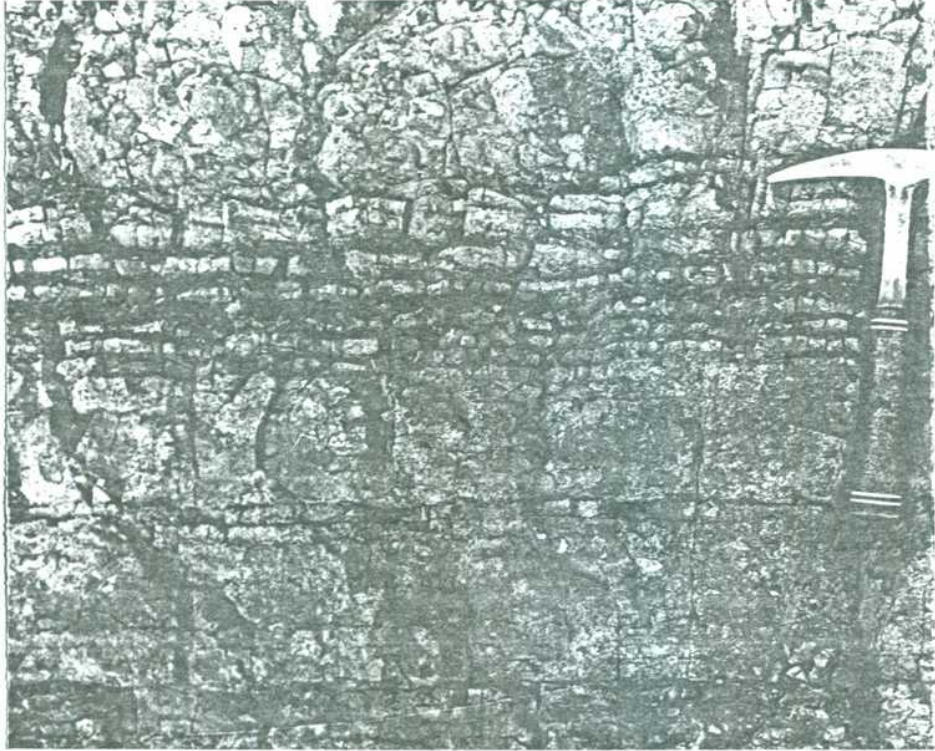
Otros niveles arenosos presentan estructuras con marcada simetría vertical (estructuras "pull apart") demostrando ser consecuencia de fenómenos de carga diferencial o por licuefacción posterior al soterramiento (Dott, 1966). También en pelitas de la facies 1 se encontraron masas internamente deformadas de material fangolítico correspondiente a rocas de la facies 2, rodeadas por pelitas replegadas (perfil C, fig. 2.3.) que provendrían de la erosión de material sin consolidar anteriormente depositado.

Facies 2: facies de fangolitas guijosas

#### Descripción

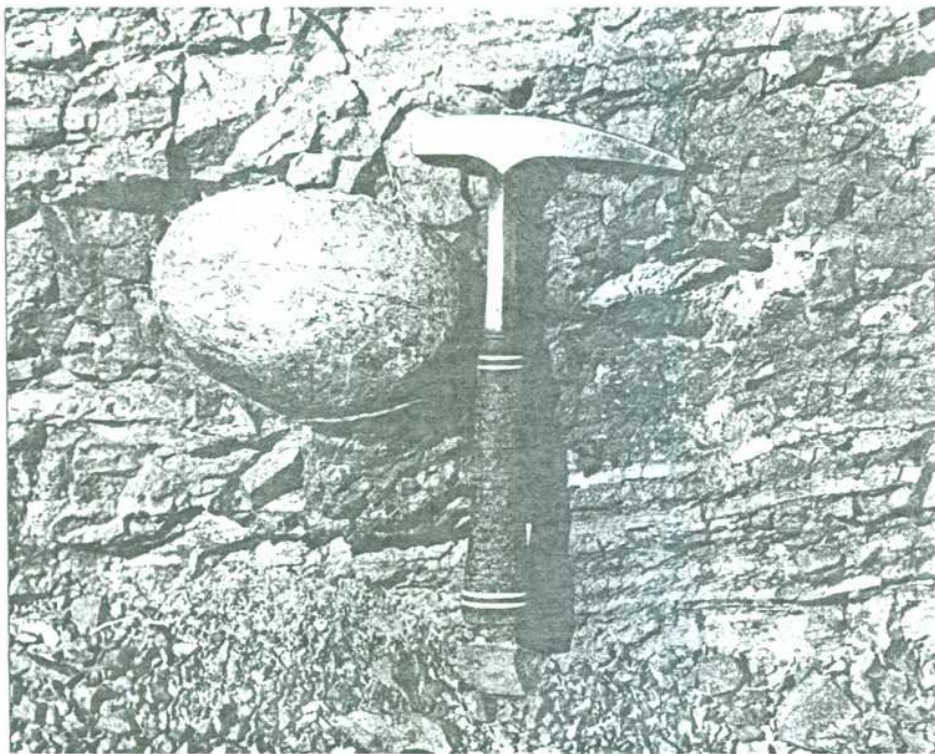
Esta facies ha sido subdividida en dos subfacies: a) fangolitas guijosas masivas verdes grisáceas en bancos entre 10 y 50 cm con contactos inferior y superior netos. Los

clastos son abundantes; la fracción psefítica más abundante es la comprendida en el tamaño guija(4-16 mm), los mayores, escasos, llegan hasta 50 cm con deformación del contacto inferior de la estratificación( las fotografías 2.1 y 2.2 ilustran las características generales);



Fotografía 2.1. Fangolitas guijosas de la subfacies a (facies 2), con contactos inferior y superior entre bancos neto. Se observan diversos espesores de los bancos. Punto 14 del perfil B (fig.2.3.) Longitud del martillo: 32 cm.





Fotografía 2.2. Fangolitas de la subfacies a(facies 2).  
Hacia el extremo inferior derecho de la fotografía  
se observa el desarrollo de estratificación y los es-  
pesores reducidos de los bancos. Obsérvese el guijón  
aislado de unos 20 cm . Punto 5 del perfil B(fig.2.3.).

y b) fangolitas arenosas guijosas con desarrollo de la  
estratificación más grosero(base del perfil C y sector  
entre puntos 10 y 11 del perfil B, fig.2.3.). Los estra-  
tos son macizos y con clastos de tamaño medio y máximo  
mayores que en la otra subfacies (fotografía 2.3.).

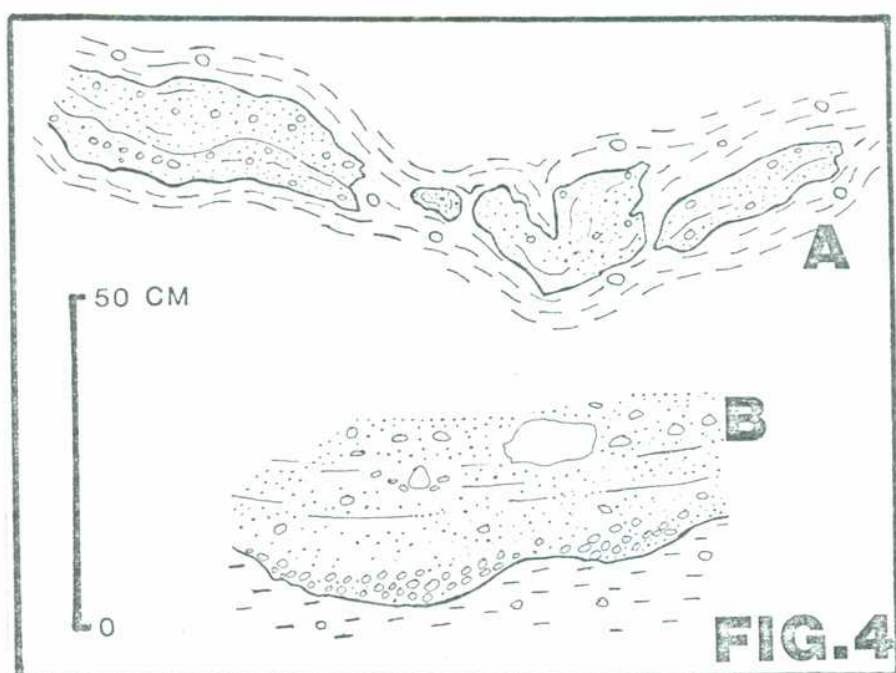


Fig.2.4. A: estructura "pull apart" de areniscas conglomerádicas en pelitas con clastos. B: desarrollo de estratificación plana y depósitos sabulíticos residuales basales.

Resumiendo las diferencias principales de estas dos sub-facies son el diferente desarrollo de la estratificación, espesores medios de los bancos mayores en las rocas de la subfacies b, presencia de clastos caídos en depósitos correspondientes a la subfacies a y la presencia de lentes sabulíticas en la subfacies b.

#### Interpretación

La naturaleza estratificada de las rocas de esta facies es una de las características más salientes. Las rocas compren-

den un amplio espectro granulométrico (pobre selección), existiendo dos variedades en función de su espesor de estratificación. La variedad con estratos de 10 a 50 cm de espesor, macizos internamente, poseen clastos de hasta 10 cm (excepcionalmente de hasta 20 cm) inmersos en una matriz fina. Por otro lado, los clastos mayores, que superan el espesor de los estratos, poseen características de clastos caídos con estructura de impacto. La magnitud de estos clastos es mayor que el espesor de los estratos, lo que remarca la división de dos episodios diferentes: un proceso discreto de sedimentación producido por corrientes densas o de baja fluidez (pobre selección) y alta competencia (clastos de hasta 10 cm) sobre el cual se sobreimpone otro que produce la presencia de los clastos mayores que el espesor de los estratos ("out-size clasts"). La estructura de impacto de estos clastos sugiere como origen de los mismos el de balsaje. El resultado de estos procesos es la presencia de estos depósitos de origen dual o mixto.

Ocasionalmente, corrientes tractivas y de alta competencia labraron pequeños paleocanales sobre fangolitas, depositando las areniscas gruesas de moderada a buena selección, con contacto inferior erosivo y estratificación plana de alto régimen (Allen, 1965, 1970); en algunos sectores con depósitos basales residuales más gruesos.

Facies 3: facies de areniscas guijosas con bloques y lentes sabulíticas.

Descripción

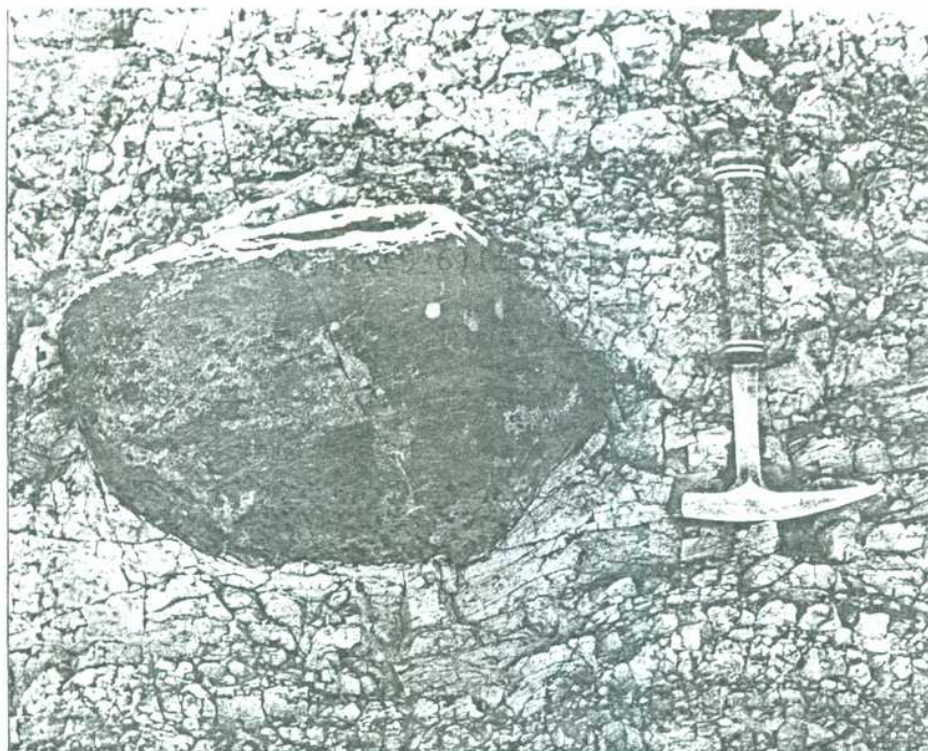
Las rocas de esta facies corresponden a variedades no estratificadas a groseramente estratificadas( estratificación gruesa de espesor mayor de 100 cm) ubicadas estratigráficamente inmediatamente por debajo del pavimento de bloques estriados(puntos 2 del perfil A y 5 del perfil B, fig.2.3.). Los clastos mayores se encuentran hacia las cercanías del pavimento; en éste último se observaron bloques de hasta 3 m de largo, los cuales pertenecen, como todos los clastos del pavimento, a los depósitos infrayacentes al mismo. La distribución de los clastos, considerando como tales los de mayor tamaño que 0,5 cm para diferenciarlos de la matriz, se puede observar en la tabla 2.1.

TABLA 2.1.

Distribución de tamaños considerados 171 clastos dentro de la facies 3, por debajo del pavimento de bloques.

Tamaño	Porcentaje
Guija(0,5-1,5 cm)	38
Guijarro(1,6-6,5 cm)	57
Guijón(6,4-25,5 cm)	5



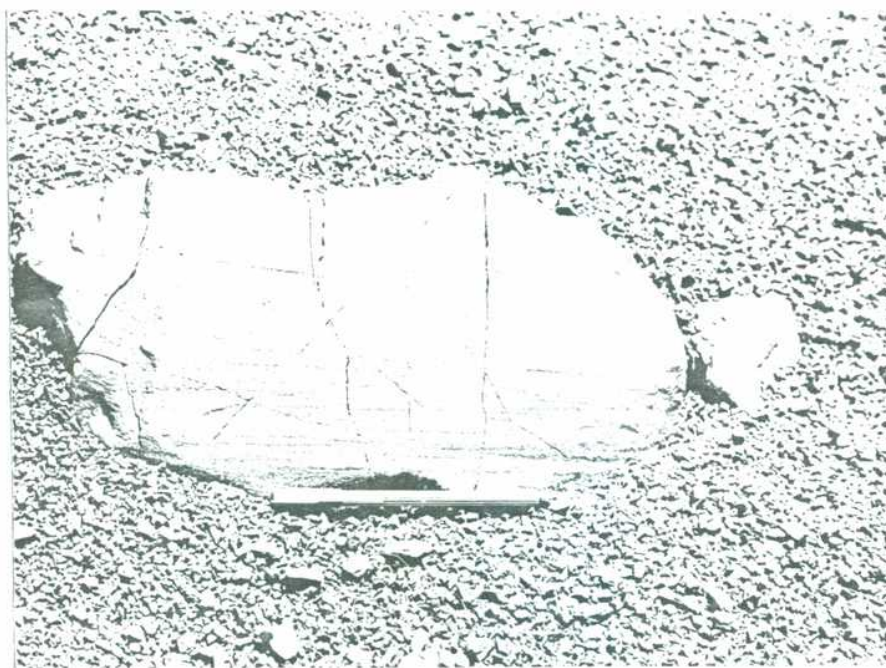


Fotografía 2.3. Fangolitas arenosas guijosas de la sub-facies b(facies 2). Obsérvese el desarrollo grosero de la estratificación y la presencia de clastos de tamaño bloque. Punto 8 del perfil B(fig.2.3.).

Se observaron intercalaciones de lentes de areniscas gruesas a conglomerádicas ocreas de dimensiones entre 1 y 1,5 m con contactos netos planos a erosivos. Algunas de estas lentes aparecen deformadas. En la base de estos depósitos se pueden ver delgadas lentes de material sabulítico; hacia arriba se desarrolla estratificación plana interrumpida por nidos conglomerádicos finos o grupos de clastos aislados de mayor tamaño(fig.2.4.B).



Internamente las areniscas guijosas y guijarrosas son macizas y sus clastos no están orientados. Algunos de estos clastos aparecen estriados con disposición del tipo subparalelo a paralelo de las estrías, según la clasificación de Wentworth(1936)(fotografía 2.4A.).



Fotografía 2.4A.Clasto con superficie estriada. Nótese la disposición subparalela a paralela de las estrías.

Se observa que los depósitos de esta facies constituyen secuencias granocrecientes hacia el pavimento de bloques. La matriz es predominantemente arenosa, aunque en partes tiene una fracción fina importante.

Se encuentran además cuerpos de areniscas conglomerádicas con moderada a buena selección sin material fino, de dimensiones reducidas (1x1,5 m) con contactos erosi-

vos. Además aparecen lentes del mismo material; estas lentes a veces aparecen disruptas lateralmente (estructura "pull apart") formando paraclastos.

De las descripciones de las facies sedimentarias anteriores se desprende que el término diamictita, considerando como tal a una roca clástica que contiene una gran variedad granulométrica y baja selección (Flint, Sanders y Rodgers, 1960), puede ser aplicado para las rocas de las facies 2 y 3, las cuales son consideradas como variedades de diamictitas.

### Interpretación

La naturaleza maciza, la falta de selección, la presencia de clastos estriados y su asociación con un pavimento de bloques estriados lleva a considerar a estos depósitos como conectados directamente con un ambiente de sedimentación en contacto con el hielo (Schwarzbach, 1964; Harland et al., 1966; Frakes y Crowell, 1970; Hambrey y Harland, 1981). La disposición paralela y subparalela de las estrías tanto de los bloques del pavimento como de los depósitos infrayacentes es netamente glacial (Wentworth, 1936).

Dentro de esta facies se ha definido una serie de secuencias granocrecientes en función del aumento de la cantidad y tamaño máximo de los clastos. Estas secuencias se hacen granocrecientes en función de la mayor importancia

del glaciar como agente de transporte y sedimentación; en efecto, cerca del pavimento de bloques la diamictita posee los clastos mayores y más abundantes. Los paleo-**canales** de arenas conglomerádicas constituyen depósitos originados en corrientes tractivas y de alta fluidez similares a los anteriormente descriptos(facies 2). La geometría de estos depósitos parece corresponder a cuerpos cordoniformes con longitud mayor en dirección aproximada NE-SO y corresponderían a canales de derretimiento (González, 1981); posiblemente de disposición subglacial(eskers).

Facies 4: facies de lutitas y limolitas arenosas con estratificación ondulítica.(Perfil C)

#### Descripción

Esta facies corresponde a una secuencia de lutitas negras a grises oscuras en bancos delgados que alternan con limolitas arenosas en bancos delgados con laminación ondulítica similar a la denominada por Jopling y Walker(1968) "sinusoidal ripple lamination"(óndulas en fase ). Las ondulitas son levemente asimétricas en perfil y con crestas levemente sinuosas. El rumbo de las crestas, habiendo corregido previamente a la horizontal por un eje que corresponde al rumbo actual de los bancos es de  $275^{\circ}$  (número de mediciones:10, variancia  $S^2=11$  y una desviación típica  $S=10^{\circ} 30'$ ). Si se considera la

asimetría de las ondulitas se concluye que la corriente fluyó aproximadamente de N a S(185°)<sup>1</sup>.

Las pelitas poseen laminación paralela. Los bancos de lutitas y limolitas arenosas poseen contactos inferior y superior netos.

En rocas de esta facies se han encontrado abundantes fósiles(invertebrados marinos).

### Interpretación

Se trata de una secuencia fina depositada en periodos alternantes de sedimentación tranquila por suspensión, representados por pelitas con laminación paralela y por bancos delgados de limolitas arenosas con ondulitas escalonadas en fase(o levemente desfasadas) correspondientes a la denominada "ripple-drift cross lamination", "ripple laminae in-drift" de McKee(1965), o tipo C de Jopling y Walker(1968). Este tipo de estructuras sugiere una relación de material de lecho a material en suspensión baja; en otras palabras, con una apreciable cantidad de material fino en suspensión.

<sup>1</sup> Esta dirección de paleocorrientes es coincidente con la obtenida por González(1981) para las estrías de los clastos del pavimento. Ambos datos no han sido corregidos teniendo en cuenta el efecto de la fracturación post-carbónica que afectó a las rocas, con posterioridad al plegamiento(Amos y Rolleri, 1965).

La sucesión repetida de bancos delgados de una y otra litología con contactos inferior y superior netos entre los mismos, sugiere cambios, si bien leves, netos y recurrentes en el régimen de flujo que imperó durante la sedimentación de esta facies.

#### Concreciones calcáreas

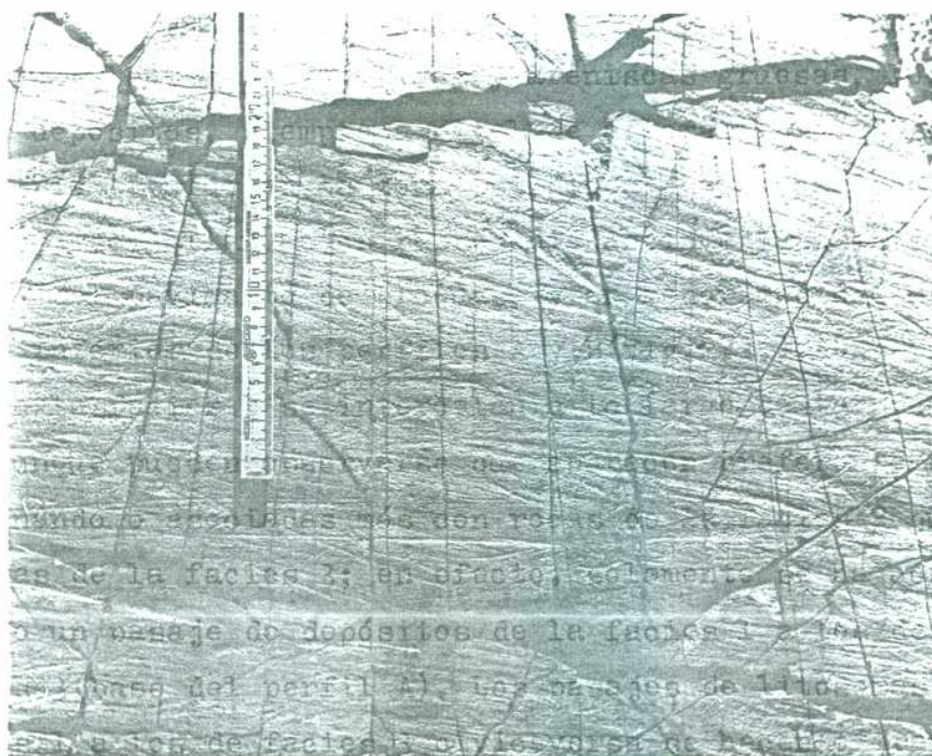
En varios sectores de los perfiles realizados se ha observado la presencia de concreciones calcáreas asociadas particularmente con depósitos de la facies 3 y con pelitas de la facies 1.

Estas concreciones son de color amarillento de forma elipsoidal con puntas aguzadas de 4 a 5 cm de diámetro menor y 10 a 15 cm de diámetro mayor. Poseen, a diferencia de las descritas por González(1980) para unidades correspondientes al Grupo Tepuel(Formación Las Salinas) asociadas a faunas de agua fría, al partirlas, una parte interna central oscura de sección cuadrada, rómbica o en general poligonal regular lo cual las hace muy similares a las descritas para Australia, donde aparecen asociadas con niveles glaciógenos del Gondwana(González, 1980). Su asociación estaría relacionada con variaciones en la salinidad del mar en las cercanías de la terminación del glaciar.

#### 2.2.6. Pavimento de bloques estriados

El origen glacial del pavimento de bloques, sus principales características y su utilidad en estudios de paleoco-

rrientes han sido estudiados detalladamente por González (1981), así como su caracterización como pavimento de tipo intertill, lo cual es demostrado también en el estudio realizado (figuras 2.2. y 2.3.), donde se muestra como el pavimento aparece entre dos tipos de rocas diferentes. Por lo tanto en este trabajo se trató de mapear las relaciones entre las distintas litologías y el pavimento. Lo más importante que se puede agregar es que su extensión llega a 320 m. El pavimento fue dividido en series continuas, con clastos del pavimento separados por menos de 10 m entre sí, y discontinuas, con clastos separados por más de 10 m pero que han sido reconocidos como partes del mismo. Los clastos del pavimento muestran una amplia gama de estrías de origen glacial (fotografía 2.4B.). El autor ha tenido la oportunidad de visitar algunos afloramientos del Subgrupo Itararé en compañía del Dr. A. Rocha-Campos (Universidad de Sao Paulo, Brasil), junto con el cual se pudo realizar una visita a la Formación Hoyada Verde. Al comparar los pavimentos de bloques estríados de la cuenca de Paraná con el de la F. Hoyada Verde, sumado a la consulta bibliográfica especializada, llama la atención el carácter excepcional que muestra el de la F. Hoyada Verde, no sólo por su gran extensión (Rocha-Campos et al., 1976, describen uno de 80 m de longitud) sino por su tipo de exposición que permite, dado que se observa el plano de estratificación del pavimento, un estudio detallado del mismo.



Fotografía 2.4 B. Superficie estriada de un bloque del pavimento. Obsérvese la disposición subparalela de las estriás y la presencia de "clavos" ("nailhead striations"), hacia el centro de la fotografía. Escala en cm. Punto 6 (fig. 2.2.).

#### 2.2.7. Distribución lateral y vertical de los litosomas

Las secuencias correspondientes a los puntos 17 y 12 y a los puntos 19 y 14 (fig. 2.2.) definen claramente dos niveles correspondientes a depósitos de la facies 2, los cuales poseen geometría tabular, a nivel de afloramiento. Las rocas de la facies 3 parecen tener un pronunciado acúmulo hacia el SO. Salvo el caso anterior y el de los



cuerpos y lentes de sabulitas y areniscas gruesas, los demás depósitos, siempre a nivel de afloramiento, poseen geometría tabular en la zona estudiada. Las rocas de la facies 3 se hallan mejor representadas inmediatamente por debajo del pavimento de bloques, y en menor medida en la parte inferior de los perfiles A y B(fig.2.3.). Las rocas de la facies 1 se intercalan a lo largo de la secuencia aunque puede observarse que aparecen preferentemente alternando o asociadas más con rocas de la facies 2 que con las de la facies 3; en efecto, solamente se ha constatado un pasaje de depósitos de la facies 1 a los de la facies 3(base del perfil A). Los pasajes de litosomas<sup>1</sup> de facies 1 a los de facies 3 o viceversa se hacen a través de una secuencia de rocas correspondientes a la facies 2 y son de tipo transicional. Sin duda, el cambio más abrupto entre litologías se da por debajo y por arriba del pavimento, el cual marca otro contacto neto entre rocas de las facies 1 y 3. En realidad puede considerarse al pavimento como una estructura deposicional-erosiva; en efecto, al derretirse el hielo que depositó las rocas de la facies 3 y , previo a un nuevo avance del glaciar, se produjo un lavado de la fracción fina y consecuente concentración de clastos gruesos, los cuales fueron afectados por la erosión superficial correspondiente al avance posterior del glaciar(González, 1981). La génesis misma de esta estructura explica su característica deposicional-erosiva, por lo tanto se considera a este contac-

<sup>1</sup> Se define como litosomas a aquellas masas de características litológicas uniformes que tienen relaciones de interdigitación con masas adyacentes de rocas de diferente litología.



to como erosivo, por ser este fenómeno (la erosión) el último episodio actuante anterior a la deposición de las rocas de la facies 2 por encima del pavimento.

Esta distribución lateral y vertical de los litosomas ha resultado del análisis detallado de los perfiles. La distribución vertical, ya esbozada, y su posible ciclicidad, son tratados en el siguiente apartado.

#### 2.2.8. Ciclicidad

Lo anteriormente expresado puede ser mejor definido con un estudio de ciclicidad en el cual se han considerado por separado las rocas de tres de las facies (1, 2 y 3) y al pavimento de bloques estriados, caracterizado como un rasgo deposicional-erosivo. No se toma en cuenta a las rocas de la facies 4 por estar excluida la misma de los procesos de sedimentación glacimarina; por lo tanto los términos a considerar son:

Facies de pelitas con clastos	F1
Facies de fangolitas guijosas	F2
Facies de areniscas guijosas con bloques	F3
Pavimento de bloques estriados	Pv

Se debe destacar que este estudio define la posible ciclicidad o recurrencia vertical de las rocas de las distintas facies elegidas por lo tanto no considera las variaciones dentro de una misma facies o término tomado en cuenta (transiciones multiepisódicas). Se utilizó para este estudio el método propuesto por Selley (1970b), el que requiere una matriz de transiciones reales, una matriz de transiciones teóricas y una de diferencias (Selley, 1970b;

Spaletti, 1980). De ésta última se ha calculado y obtenido el ciclo idealizado(fig.2.5.). Por encima de cada flecha que simboliza cada transición se ha expresado un índice de variabilidad del ciclo que se ha obtenido realizando el cociente entre cada transición de valor positivo, obtenido de la matriz de diferencias, y la sumatoria de todos los valores obtenidos positivos de las transiciones(fig.2.5. y tabla 2.2.). Este cociente es en cierta manera similar al coeficiente pasos/estado propuesto por Allen(1974) y usado en nuestro país por Andreis y Bossi (1981) y que da una idea de la mayor o menor probabilidad de cada transición de valor positivo.

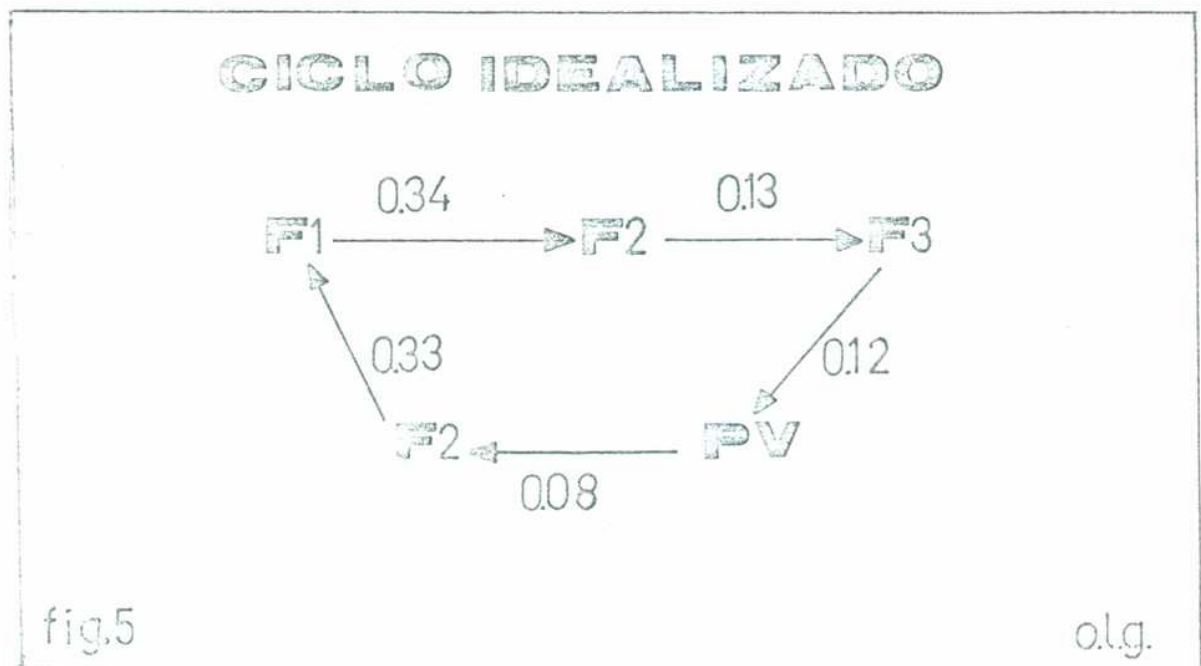


Fig.2.5. Ciclo idealizado calculado a partir de las matrices de la tabla 2.2. El valor adjunto a cada flecha es el índice de variabilidad.

TABLA 2.2. Cálculos para determinar ciclicidad

Matriz de transiciones reales(MTR)

	F1	F2	F3	Pv	
F1	-	8	-	-	8
F2	9	-	3	-	12
F3	1	2	-	2	5
Pv	-	2	-	-	2
	10	12	3	2	27

Matriz de transiciones teóricas(MTT)

	F1	F2	F3	Pv
F1	2,9	3,5	0,9	0,6
F2	4,4	5,3	1,3	0,9
F3	1,8	2,2	0,5	0,4
Pv	0,7	0,9	0,2	0,1

Matriz de diferencias(MD)

	F1	F2	F3	Pv
F1	-2,9	4,5	-0,9	-0,6
F2	4,6	-5,3	1,7	-0,9
F3	-0,8	-0,2	-0,5	1,6
Pv	-0,7	1,1	-0,2	-0,1

Sumatoria de transiciones positivas  $S_{t+}=13,5$

Indice de variabilidad=  $n_{1,2} = \frac{4,5}{13,5} = 0,34$

$n_{1,2}=0,34$        $n_{2,1}=0,33$        $n_{2,3}=0,13$

$n_{1,Pv}=0,12$        $n_{Pv,3}=0,08$

#### 2.2.9. Modelo sedimentario

A partir de las facies descritas, su distribución e interpretación, es posible esbozar un modelo deposicional para las rocas de la Formación Hoyada Verde. Este modelo está basado en los estudios realizados para las secuencias glaciarias próximas a la costa por varios autores (Carey y Ahmad, 1961; Ovenshine, 1970; Anderson, 1972; Holdsworth, 1973; Dreimanis, 1979; Powell, 1981). La figura 2.6. representa las distintas zonas reconocibles cuando un glaciar llega a la costa, basadas principalmente en los trabajos de Dreimanis (1979), Anderson (1972) y Holdsworth (1973). La zona a representa el sector del glaciar por arriba del nivel del mar; la zona b corresponde a la parte del glaciar que se prolonga hacia el mar, pero en contacto aún con sus depósitos basales (glaciares de tipo templado o de base húmeda, según Carey y Ahmad, 1961); la zona c representa la parte del glaciar que se prolonga hacia el mar en continuidad física con la masa de hielo continental pero en contacto inferior ya no con sus depósitos propios sino con el agua; la zona d corresponde al sector con témpanos. La línea vertical limita la zona de influencia del glaciar.

A estas zonas del glaciar corresponden diferentes depósitos de las facies estudiadas. En función de su proximidad al continente, los depósitos de las facies descritas se dividen de la siguiente manera: las diamictitas de la

facies 3(areniscas guijarrosas y guijosas con bloques) se depositaron tanto en la zona a como en la b. Los depósitos cordoniformes de areniscas conglomerádicas responden a canales subglaciales. Estos canales podrían haberse formado por debajo del nivel del mar y haberse preservado durante una etapa de retroceso del hielo (Carey y Ahmad, 1961). A su vez el pavimento de bloques sería el resultado de cizallamiento asociado al movimiento del glaciar.

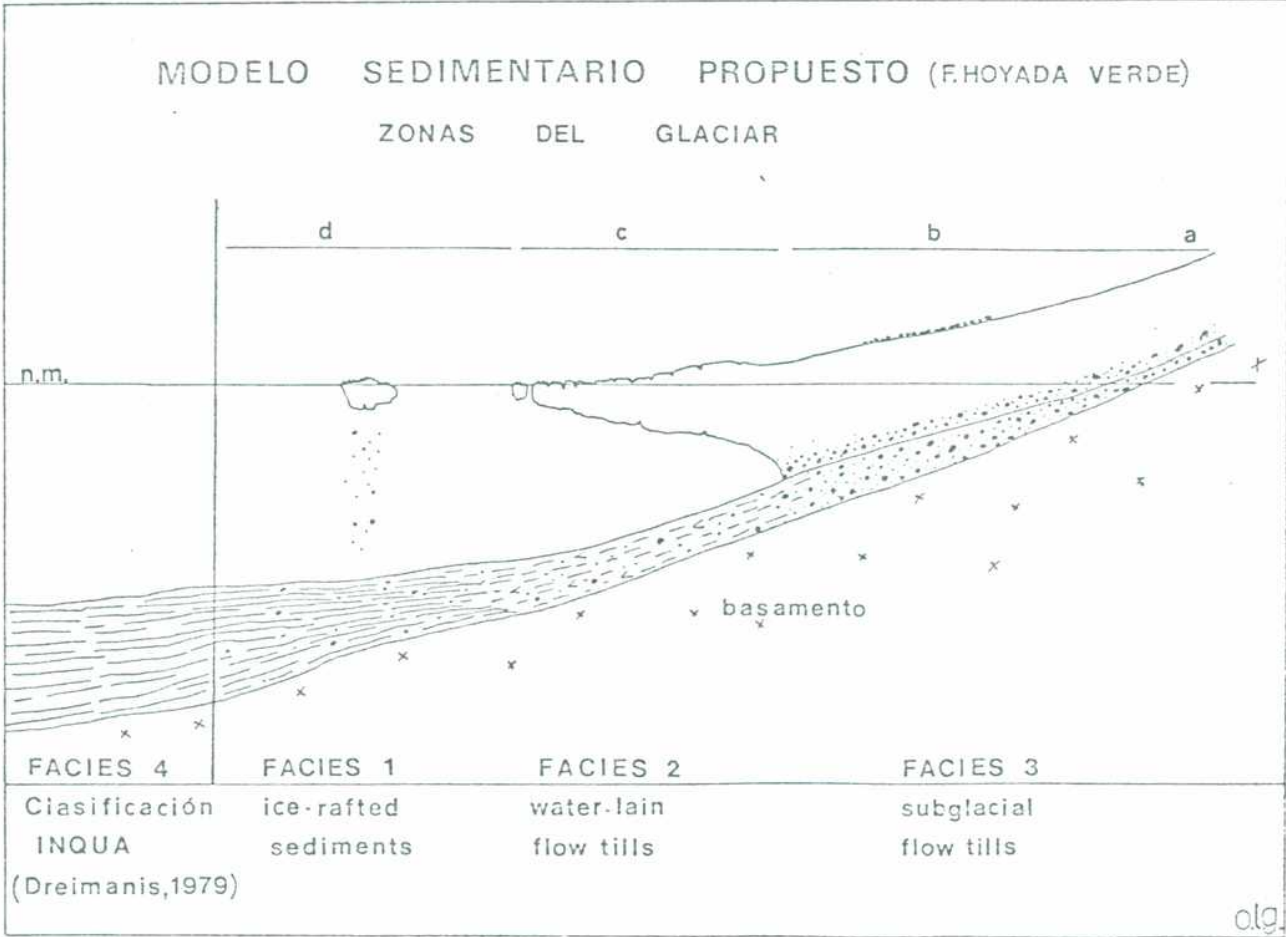


Fig.2.6. Zonas de un glaciar cuando termina en el mar y facies sedimentarias correspondientes.

Las características de los depósitos diamictíticos de la facies 3 son similares a los descritos por Anderson et al.(1980) para los denominados tills basales, dentro de los sedimentos glacimarineros de la plataforma continental antártica, o de los tills marinos u "orthotills" de Harland, Herod y Krinsley(1966).

Parte del material de origen glacial ha sido removido costa afuera por mecanismos asignables a corrientes de gravedad o turbidez. Dado que los depósitos resultantes son derivados de till y que han sufrido escaso retransporte, los mismos tienen características en común con los que le han dado origen(Carey y Ahmad, 1961) correspondiendo a los "allotills" de Harland, Herod y Krinsley (1966). A los procesos anteriormente nombrados responden mayormente los depósitos de la facies 2. El origen de los mismos es netamente dual ya que al proceso anterior se sobreimpone el de balsaje por témpanos. Los depósitos finos de la facies 1 representan depósitos distales en condiciones de sedimentación tranquila. Estas eran perturbadas o interrumpidas por la caída de clastos mayores desde témpanos desmembrados de la capa de hielo(zona d, fig.2.6.). Fuera de la zona de influencia del glaciar se depositaron las rocas de la facies 4 en condiciones leve y alternativamente cambiantes de energía baja. Las condiciones de sedimentación fueron tales que permitieron el desarrollo de una importante fauna autóctona de inver-

Las características de los depósitos diamictíticos de la facies 3 son similares a los descritos por Anderson et al.(1980) para los denominados tills basales, dentro de los sedimentos glacimarineros de la plataforma continental antártica, o de los tills marinos u "orthotills" de Harland et al.(1966).

Parte del material de origen glacial ha sido removido costa afuera por mecanismos asignables a corrientes de gravedad o turbidez. Dado que los depósitos resultantes son derivados de till y que han sufrido escaso retransporte, los mismos tienen características en común con los que le han dado origen(Carey y Ahmad, 1961) correspondiendo a los denominados "allotills" de Harland et al. (1966). A los procesos anteriormente nombrados responden mayormente los depósitos de la facies 2. El origen de los mismos es netamente dual ya que al proceso anterior se sobreimpone el de balsaje por témpanos. Los depósitos finos de la facies 1 representan depósitos distales en condiciones de sedimentación tranquila. Estas eran perturbadas o interrumpidas por la caída de clastos mayores desde témpanos desmembrados de la capa de hielo(zona d, fig.2.6.). Fuera de la zona de influencia del glaciar se depositaron las rocas de la facies 4 en condiciones leve y alternativamente cambiantes de energía baja. Las condiciones de sedimentación fueron tales que permitieron el desarrollo de una importante fauna autóctona de inver-

tebrados(braquiópodos, crinoideos, gastrópodos y cnidarios de la zona de Levipustula). Dado que en general los braquiópodos, a excepción de algunos inarticulados, viven en un medio netamente marino, la presencia de estas faunas confirma las condiciones de sedimentación marina. La presencia de concreciones calcáreas estaría relacionada con la ubicación de zonas restringidas de aguas hipersalinas, inclusive conciliables con glaciares de base húmeda(Anderson, 1972). La distribución lateral de las facies es aplicable también en sentido vertical para explicar la distribución de las mismas en los perfiles estudiados. Las secuencias con aumento de tamaño de clastos demuestran la creciente influencia del glaciar en los procesos de sedimentación; en efecto, el paso transicional de pelitas con clastos(facies 1) a fangolitas guijosas(facies 2) para luego pasar a diamictitas fango-arenosas con bloques, demuestra esta influencia.

Las secuencias granodecrecientes con disminución de cantidad y tamaño máximo de clastos, y disminución del espesor medio de los estratos(secuencia estratodecreciente) corresponden al proceso inverso o sea a la disminución de la influencia del glaciar en los procesos de sedimentación en favor de los procesos de corrientes de turbidez y gravedad y de sedimentación marina en zonas de baja energía.

Considerando así a los depósitos de la Formación Hoyada Verde como originados directa o indirectamente por la acción de un glaciar, se ha intentado una correspondencia con la clasificación de depósitos glacimarineros del INQUA (Dreimanis, 1979) como se puede ver en la figura 2.6.



La secuencia glacimarina pasa hacia arriba, transicionalmente, a sedimentitas finas de ambientes de aguas tranquilas; sobre estos depósitos se apoyan discordantemente rocas de la Formación Tres Saltos del Grupo Fituil. Esta discordancia ha sido considerada como originada en movimientos de poca importancia (Rolleri y Baldis, 1969). Por lo tanto es factible además que esta discordancia esté manifestada en las zonas marginales de la cuenca, como la que se ha estudiado en este caso, y que se atenúe hacia el centro de la misma.

Por otro lado, posiblemente esta discordancia esté parcialmente relacionada con ajustes isostáticos propios de épocas postglaciales. Una vez que el hielo se retira, dado que el ajuste isostático no es inmediato, se produce una transgresión del mar de manera que las sedimentitas correspondientes a esta transgresión cubren a los depósitos marinos finos de la misma unidad formacional. Posteriormente se produce la sedimentación de facies arenosas y conglomerádicas de la Formación Tres Saltos.

## 2.3. Formación Majaditas (Amos y Rolleri, 1965)

### 2.3.1. Ubicación del área

La Formación Majaditas aflora al occidente de la Cuchilla del Anaranjado desde pocos kilómetros al SE de Barreal hasta el Arroyo de las Cabeceras, al O de la Estancia El Leoncito y al N del Observatorio Astronómico "Félix Aguilar". El levantamiento se realizó en un área de  $1,2 \text{ km}^2$  de superficie, aproximadamente desde la quebrada del Barrancón al N hasta la quebrada de Majaditas al S. El área examinada se extiende de la quebrada Grande al N hasta la quebrada Ancha (ver figuras 2.7. y 2.8.).

### 2.3.2. Trabajos anteriores

La búsqueda bibliográfica permitió notar la escasez de trabajos sobre esta zona. La F. Majaditas fue definida por Amos y Rolleri (1965) ubicándola geográficamente y describiendo una sección tipo. Si bien estos autores confirman que no se han encontrado fósiles en la F. Majaditas, concluyen que "por comparación litológica con formaciones aflorantes cerca de Barreal se la considera por ahora contemporánea de la Formación El Paso (Grupo San Eduardo, Mésigos, 1953), considerada del Carbónico medio".

Quartino, Zardini y Amos (1971), en su trabajo de la región Barreal-Calingasta, describen someramente la unidad en estudio, la cual aclaran se encuentra en una zona marginal a la principal estudiada por esos autores, considerando "por similitud litológica" que puede asimilarse a la F. Del Salto. Los mismos autores describen más adelante con más detalle las características estructurales principales del área

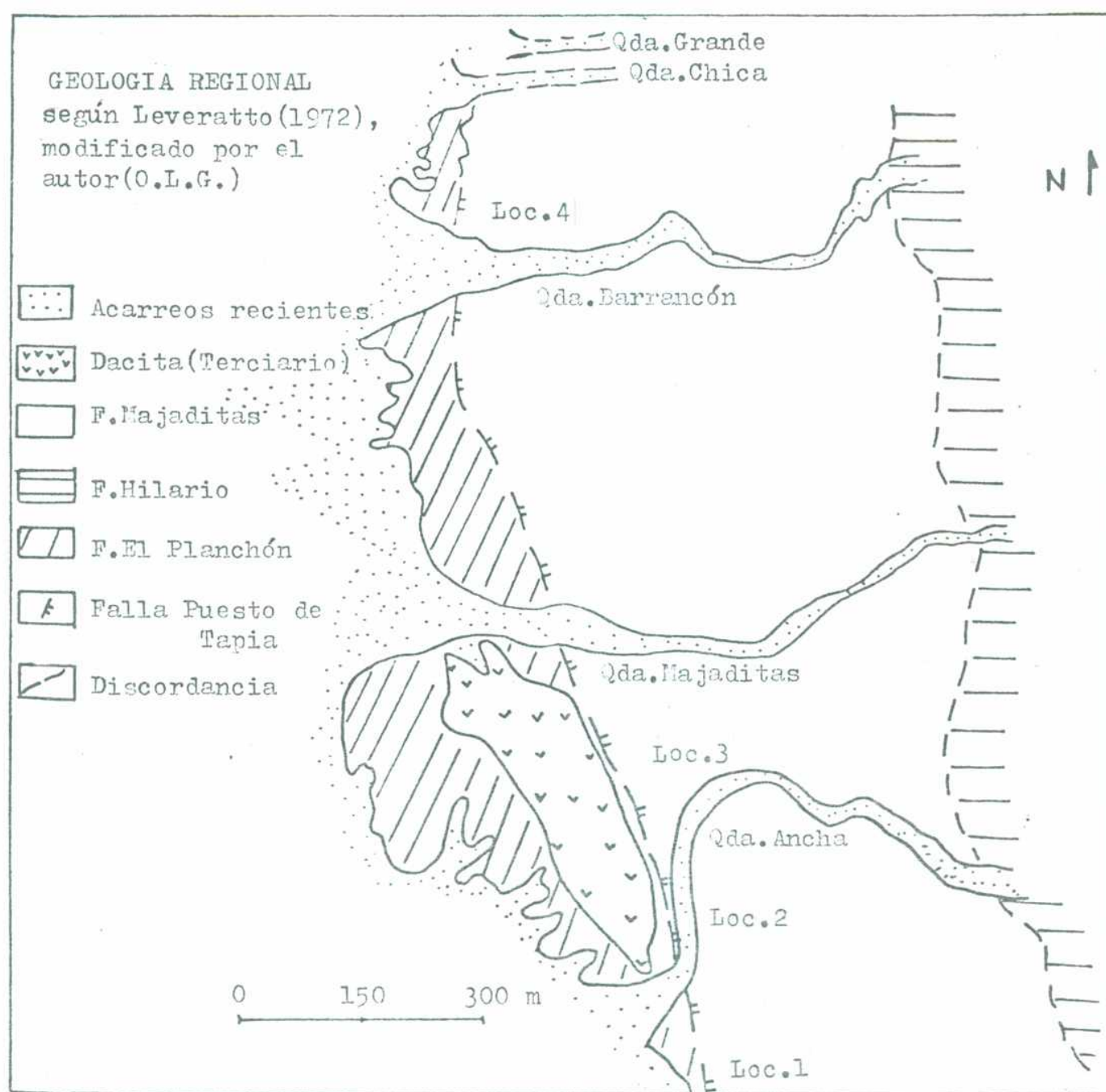


Fig.2.7. Geología regional del área de estudio

# MAPA GEOLOGICO

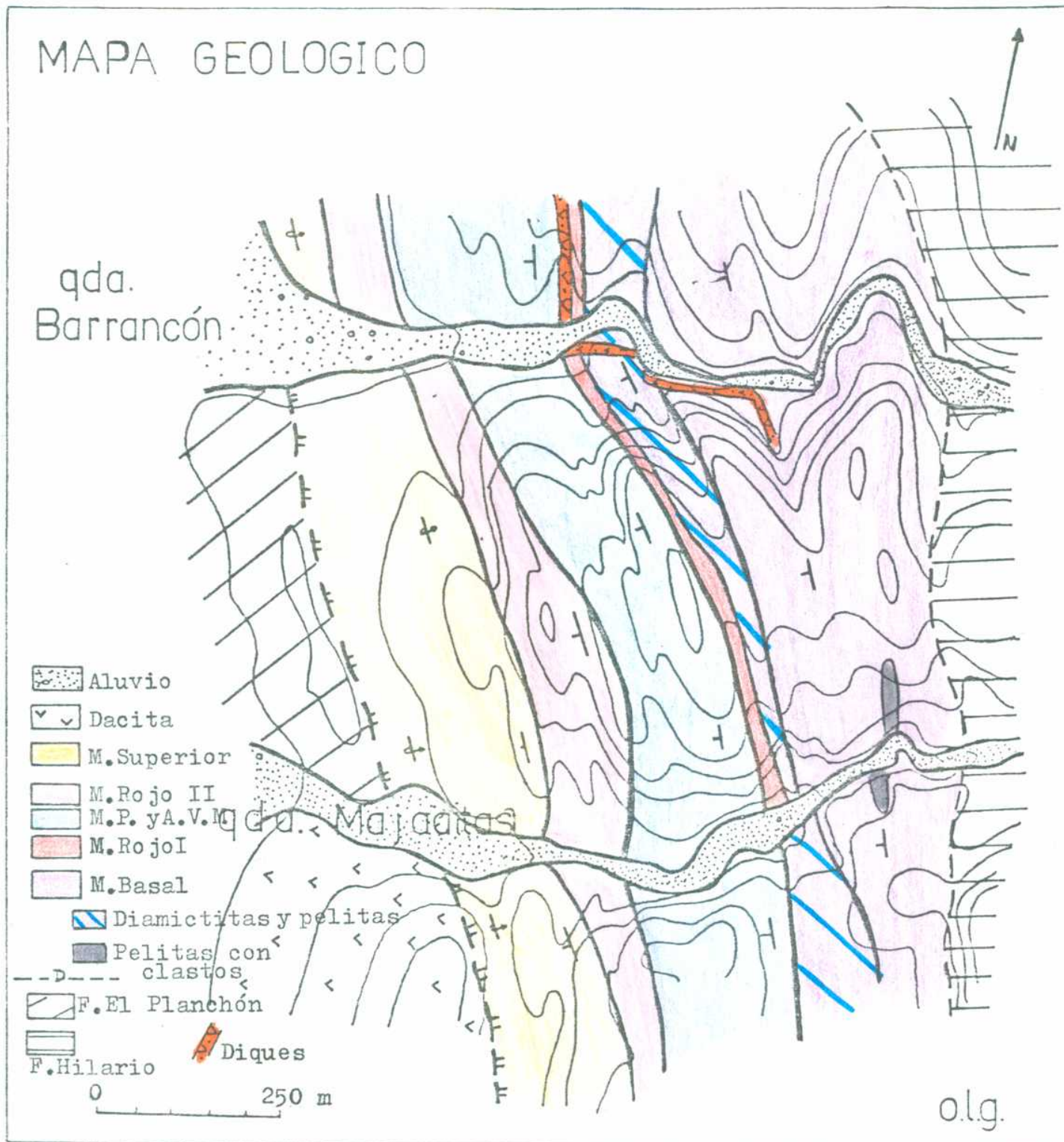


Fig.2.8. Mapa geológico del área comprendida entre las quebradas de Majaditas y Barrancón.

y a su vez realizan interesantes observaciones sobre el contacto de las formaciones carbónicas con unidades anteriores. Sessarego(1980) detalló algunos aspectos estratigráficos y estructurales de la unidad en la zona ubicada entre las quebradas de Majaditas y Barrancón. Ultimamente, Taúl(1981) analizó las variaciones faciales de los tramos superiores de la unidad.

### 2.3.3. Geología regional y estructura

La columna estratigráfica en la zona comienza con la denominada genéricamente "Formación Pretilítica" o "Pretilítico" (Zöllner, 1950), más exactamente en esta zona correspondiente a la Formación Hilario(Mésigos, 1953). Esta última unidad es equivalente a las "Areniscas amarillentas" del Grupo Ciénaga del Medio (Keidel y Harrington, 1938). Su litología está compuesta por pelitas(mayormente limolíticas) y areniscas replegadas de rumbo aproximado E-O que inclinan fuertemente al S, aunque debe aclararse que la estructura es compleja.

En discordancia angular sobre estos depósitos yace la F.Majaditas, la cual aparece como un homoclinal de rumbo aproximado N-S que inclina entre 60° y 70° al O. Fallas de pequeño rechazo y de extensión limitada modifican, en algunos sectores, el rumbo e inclinación de los estratos. En las entradas a las quebradas de Majaditas y Barrancón la unidad aparece en contacto por falla con unidades del "Pretilítico". La inversión de los estratos superiores del Miembro Superior de la F.Majaditas es debida posiblemente al efecto de la falla denominada por Quartino, Zar-

dini y Amos(1971)"Falla del Puesto de Tapia"(fig.2.7.). El conjunto de rocas del "Pretilítico" y de la F.Majaditas es intruido por un cuerpo dacítico("Intrusiones subvolcánicas" de Quartino, Zardini y Amos, 1971) de 1,5 km de extensión aflorante en el sentido N-S y 0,4 km en sentido E-O. Este cuerpo está alineado con la falla antes mencionada.

Algunos diques subvolcánicos atraviesan la F.Majaditas; en algunas zonas se hacen concordantes con la estratificación (filones capas). Estos diques han sido observados tanto en la quebrada de Majaditas como en la de Barrancón, aunque en ésta última afloran en mayor extensión.

#### 2.3.4. Metodología utilizada

El trabajo fue subdividido en varias partes:

a) mapeo de la unidad formacional en escala original 1:5000 en el área comprendida entre las quebradas de Majaditas y Barrancón, donde la secuencia tiene su mayor espesor y donde se ha definido su sección tipo. Una vez precisadas las características generales de la zona, tales como estructura, intrusiones que afectan a la formación y relaciones con otras unidades, la tarea se centralizó en el ordenamiento interno de la estratigrafía para obtener una subdivisión de la misma en distintas facies.

Por otro lado, la formación ha sido estratigráficamente dividida en diferentes miembros; la correlación entre miembros y facies ha sido realizada y es extensamente expuesta en el apartado correspondiente.



La figura 2.9. muestra la simbología utilizada para la descripción de los perfiles y secuencias tipo de cada facies, siguiendo los criterios generales propuestos por Selley(1970a).



Fig.2.9. Símbolos para litologías y estructuras utilizadas para los perfiles realizados, según Selley(1970a).

b)se realizaron perfiles de detalle en particular para las secuencias con diamictitas, interrelacionándolos con perfiles transversales. Se midieron espesores individuales de estratos, sus variaciones, forma de los mismos, carác-

ter de los contactos(plano neto, erosivo o transicional), variaciones faciales de las diamictitas y muestreo palinológico.

c) utilización de métodos petrográficos (análisis microscópico) y de observación de texturas superficiales en clastos de las diamictitas.

#### 2.3.5. Análisis litoestratigráfico

La columna estratigráfica descripta más adelante ha sido construida a partir de perfiles realizados en diversos sectores. Posteriormente, al realizarse perfiles más alejados del área tipo(quebradas de Majaditas y Barrancón), se pudo verificar la validez de la columna propuesta, a pesar de las variaciones faciales laterales y verticales que podrían relativizar su valor. Es así como se ha verificado que existen varias facies dentro de un miembro definido, y a su vez que una facies sedimentaria está representada en varios miembros a lo largo de la columna.

La columna propuesta comprende cinco miembros que corresponden a las características de la F.Majaditas en la zona donde fue originalmente definida su sección tipo por Amos y Rolleri(1965). La figura 2.8. representa la geología de la zona entre las quebradas de Barrancón y de Majaditas, con la subdivisión en miembros para la F.Majaditas.



	Litología
Techo: desconocido	
Miembro Superior (150-200 m)	Areniscas rosadas arcóscicas conglomerádicas(MS-3) Areniscas finas micáceas con intercalaciones gruesas(MS-2)
Miembro Rojo II (125 m)	Areniscas conglomerádicas rojizas a blancuzcas Pelitas lajosas pardas(MRII-2) (MRII-3) Areniscas rojizas medianas a gruesas, cuarzosas (MRII-1)
Miembro Areniscas y Pelitas verdes moteadas(135 m)	Pelitas negras, físiles alternando con areniscas micáceas grises. Diamictitas.
Miembro Rojo I (125 m)	Areniscas conglomerádicas y medianas rojizas
Miembro Basal (250 m)	Conglomerados verdes grisáceos gruesos, areniscas gruesas y escasas pelitas con diamictitas

---

Discordancia

---

base: Formación Hilario ("Pretilítico")

### 2.3.6. Facies sedimentarias

Dentro de la F. Majaditas se han reconocido las siguientes facies:

Facies 1: facies de conglomerados y areniscas gruesas

Facies 2: facies de pelitas con clastos dispersos, con tres

subfacies: 2a) pelitas con clastos

2b) pelitas con clastos y lentes diamictíticas

2c) pelitas y areniscas macizas interestratificadas

Facies 3: facies de areniscas medianas y gruesas rojizas

Facies 4: facies de areniscas finas a medianas y areniscas limosas con estratificación ondulítica

Facies 5: facies de pelitas fílsiles

Facies 6: facies de areniscas finas a gruesas, con dos sub-

facies: 6a) areniscas finas con estratificación ondulítica y areniscas gruesas con estratificación diagonal

6b) areniscas medianas a conglomerádicas con estratificación entrecruzada

La figura 2.10. representa las variaciones faciales en sentido horizontal y vertical, la extensión de las facies, su correspondencia con los miembros definidos anteriormente, su repetición a lo largo de la columna y su granulometría representativa.

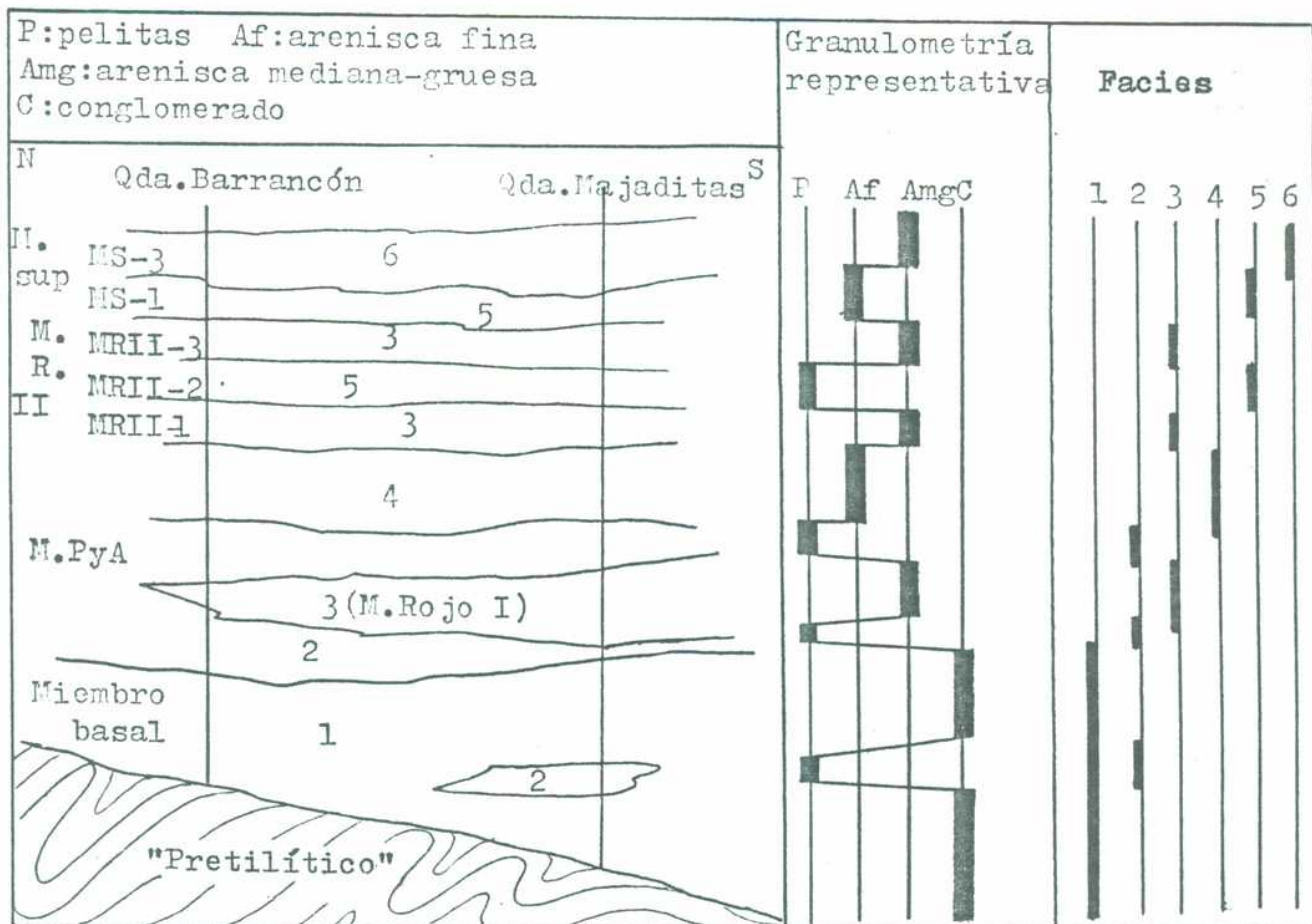


Fig.2.10. Distribución de facies en dirección aproximada N-S  
y granulometría representativa de cada una de ellas

#### Descripción e interpretación de las facies

Facies 1: facies de conglomerados y areniscas gruesas

#### Descripción

Las rocas correspondientes a esta facies aparecen en la parte inferior de la columna, poniendo en contacto las unidades del "Pretilítico" con la F. Majaditas. En la margen S de la

quebrada de Majaditas, donde la misma se ensancha aguas arriba, se observa el carácter discordante de esta relación: areniscas amarillentas gruesas de geometría lentiforme aparecen asociadas con bancos y lentes de conglomerados grises verdosos. Cerca de allí, se observan , próximo a la discordancia, clastos de forma irregular y angulosos de lútitas y pizarras del "Pretilítico" junto con clastos más redondeados de hasta 10 cm que se hacen más frecuentes alejándose estratigráficamente de la discordancia. La composición de los clastos anteriormente descritos es más variada: limolitas, pizarras, lútitas, vulcanitas mesosilíceas alteradas; estos clastos aparecen en una matriz areniscosa mediana de color ocre.

En la margen N de la misma quebrada, por sobre la discordancia afloran conglomerados(ortoconglomerados) grises verdosos de matriz areniscosa gruesa con clastos redondeados(los más comunes entre 0,2 y 0,5 m) de cuarzo, limolitas, rocas granitoides alteradas, areniscas cuarzosas, metamorfitas de alto grado y dioritas?. El conglomerado posee cemento calcáreo y en menor medida ferruginoso que lo tiñe parcialmente con un color rojizo amarillento. Existe gradación entre clastos menores de 2 cm y clastos mayores(hasta 0,6 m).

La discordancia en la quebrada de Barrancón presenta similares características que en la de Majaditas, como así también los depósitos por encima de la discordancia. En general existe una disminución de tamaños mayores de clastos alejándose de la discordancia; en efecto, para tener una idea sólo aproximada de esta disminución se midieron los cinco clastos mayores cerca de la discordancia(2, 1,5, 0,6, 0,5,0,4m), y lo mismo se realizó en niveles estratigráficos superiores

dentro de la misma facies(0,5, 0,4, 0,25, 0,2 m). En general dentro de las lentes conglomerádicas los clastos aparecen distribuidos caóticamente. Difícilmente se observan clastos aislados, sin contacto entre ellos. Arealmente los clastos presentan claro predominio con respecto a la matriz, siendo común el contacto de un clasto con varios otros, constituyendo un soporte de tipo clasto-sostén("clast support") o de esqueleto intacto("framework support"). Estas lentes o bancos tabulares de conglomerados gruesos se interdigitan con areniscas gruesas las que se presentan en general formando paleocanales de espesor reducido(fig.2.11.A) con contacto inferior neto plano o erosivo y contacto superior neto plano con indicios de estratificación plana.

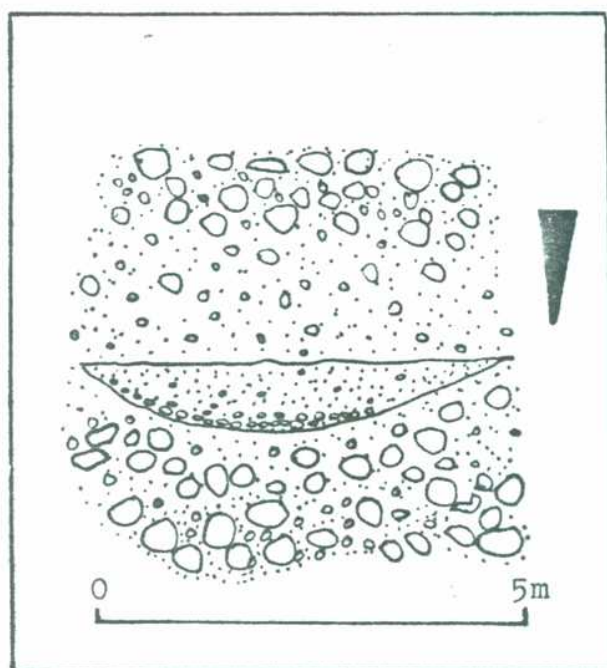


Fig.2.11A. Lentes de arenisca conglomerádica intercalada entre depósitos conglomerádicos gruesos. Obsérvese la gradación inversa de los conglomerados en la parte superior.

vos. Además aparecen lentes del mismo material; estas lentes a veces aparecen disruptas lateralmente (estructura "pull apart") formando paraclastos.

De las descripciones de las facies sedimentarias anteriores se desprende que el término diamictita, considerando como tal a una roca clástica que contiene una gran variedad granulométrica y baja selección (Flint, Sanders y Rodgers, 1960), puede ser aplicado para las rocas de las facies 2 y 3, las cuales son consideradas como variedades de diamictitas.

### Interpretación

La naturaleza maciza, la falta de selección, la presencia de clastos estriados y su asociación con un pavimento de bloques estriados lleva a considerar a estos depósitos como conectados directamente con un ambiente de sedimentación en contacto con el hielo (Schwarzbach, 1964; Harland et al., 1966; Frakes y Crowell, 1970; Hambrey y Harland, 1981). La disposición paralela y subparalela de las estrías tanto de los bloques del pavimento como de los depósitos infrayacentes es netamente glacial (Wentworth, 1936).

Dentro de esta facies se ha definido una serie de secuencias granocrecientes en función del aumento de la cantidad y tamaño máximo de los clastos. Estas secuencias se hacen granocrecientes en función de la mayor importancia

Los depósitos conglomerádicos poseen tanto gradación inversa (como en la fig.2.11A como normal, siendo ésta última más común. Algunos niveles conglomerádicos poseen estratificación plana en sectores con clastos de 0,5 cm de promedio, que alternan con sectores pobremente estratificados con clastos mayores de hasta 15 cm. En algunos litosomas de areniscas conglomerádicas se puede observar estratificación entrecruzada y diagonal en capas de 2 a 4 cm de espesor de material más grueso(guija-guijarro). Los clastos se orientan con sus ejes mayores aproximadamente paralelos a las superficies mayores de estratificación. La figura 2.11B ilustra la abundancia de los depósitos de granulometría gruesa en esta facies, como así también el arreglo vertical de las litologías componentes de la misma. Dado que la ocurrencia estratigráfica de esta facies se restringe al Miembro Basal, se la relaciona con las primeras etapas de sedimentación de la F.Majaditas.

#### Interpretación

Las características deposicionales de los conglomerados pueden ser explicadas en función de procesos de flujos laminares, básicamente por la tabularidad de muchos de sus depósitos. La escasez de material fino descarta la posibilidad de flujos de detritos. La alta concentración de material en transporte es responsable de la naturaleza polimodal y no estratificada de los depósitos(Allen, 1981).

Las cuñas de arena han sido depositadas durante y después de la deposición del material más grueso, en condiciones

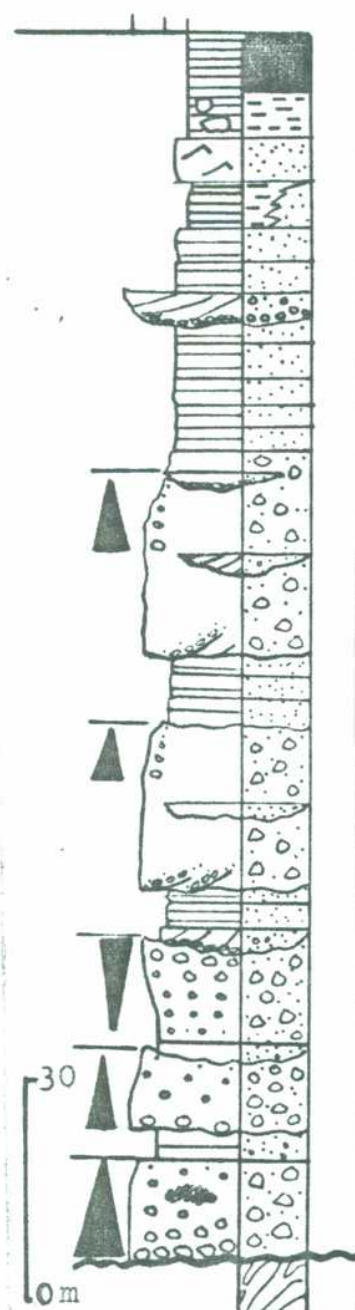


Fig.2.11B. Facies 1, con sus depósitos conglomerádicos con gradación normal o inversa y con intercalaciones de areniscas lenticiformes. Hacia arriba se pasa a sedimentitas más finas (facies 2 y 3) constituyendo en su totalidad una secuencia granodecreciente.



de alto régimen de flujo, caracterizado por la macizidad o estratificación plana de estos depósitos arenosos. Otros paleocanales pueden haberse depositado sobre los conglomerados independientemente de los episodios de sedimentación de éstos últimos. Las estructuras mencionadas, sumada la imbricación de algunos niveles, se produce tanto en abanicos aluviales como submarinos, no siendo por lo tanto diagnósticas de un ambiente en especial (Walker, 1975a). Sólo la asociación facial con otros depósitos puede definir si los conglomerados y areniscas gruesas subordinadas de la facies 1 representan un abanico aluvial o un conjunto de conglomerados resedimentados asociados a abanicos submarinos (Walker, 1978).

## **Facies 2: facies de pelitas con clastos dispersos**

### **Descripción**

#### **Subfacies 2a: pelitas con clastos dispersos**

Esta subfacies está compuesta por fangolitas de color gris oscuro con clastos dispersos. Poseen contacto inferior transicional con areniscas macizas rosadas agrupadas en bancos de 0,8 a 1 m de espesor, mientras que el contacto superior es neto con areniscas medianas a gruesas de color verdoso. Esta subfacies está representada en ambos márgenes de la quebrada de Majaditas, desapareciendo los afloramientos por el efecto de una falla hacia la margen S y lateralmente hacia el N es reemplazada por cambio facial a areniscas limolíticas grises.

Las fangolitas contienen concreciones esferoidales de diámetro promedio 5-6 cm (las hay de hasta 25 cm) de color gris oscuro, de composición calcárea. Las rocas son mayormente limolíticas. Aparecen intercaladas limolitas macizas de color externo rojizo en bancos de 0,1 a 0,4 m que alternan con pelitas físis con fractura astillosa, la cual produce pequeños fragmentos de hasta 5 cm que cubren los afloramientos de roca firme. Se observan también masas de areniscas conglomerádicas con estratificación plana, de color gris verdoso, externamente rojizas, pobre a medianamente seleccionadas. La estratificación de las pelitas es paralela cerca del contacto inferior; hacia arriba la cubierta detrítica y la homogeneidad de la roca hace difícil su observación. La distribución de los clastos no es homogénea; en efecto disminuye en cantidad y tamaño hacia la parte superior. Varios de los clastos, la mayoría, son de forma tabular y prismática, redondeados a subredondeados, mientras que con respecto a los tamaños aparece claramente un predominio del tamaño guijarro con respecto a los restantes (tabla 2.3.)

Tabla 2.3. Distribución de tamaños de clastos (subfacies 2a)

Tamaño

Guija (0,4-1,6 cm)	5
Guijarro (1,6-6,4 cm)	46
Guijón (6,4-25,5 cm)	12
Bloque (más de 25,5 cm)	<u>3</u>
Total	66

Las rocas de esta subfacies pueden ser consideradas como fan-

golitas guijarrosas. Dentro de esta subfacies merecen destacarse escasos clastos estriados. Las estrías son de disposición subparalela a paralela en clastos de 25 y 28 cm. Las estrías son de hasta 6 cm de longitud y las más divergentes con respecto al eje mayor del clasto se separan del mismo unos 30°.

#### Subfacies 2b: pelitas con clastos y lentes diamictíticas

Esta subfacies ha sido reconocida en los afloramientos de las quebradas de Majaditas y Barrancón y está representada por las siguientes litologías principales:

- a) diamictitas grises oscuras con matriz fangolítica que grada en algunos sectores a limosa-arenosa, sin fábrica<sup>1</sup>, macizas;
- b) alternancia de lutitas, limolitas y areniscas finas, en bancos delgados de 0,1 a 0,3 m(limolitas) y hasta 0,8 m(lutitas), con concreciones y clastos dispersos escasos; afloran en la ladera S de la quebrada de Barrancón de manera principal.

En las rocas descritas en el apartado b), aparecen ciertas estructuras sedimentarias que merecen ser tratadas en forma especial. Primeramente, en el techo de las rocas pelíticas en contacto con areniscas finas suprayacentes se observan turboglifos deformados por carga("flute load casts" de Kelling y Walton, 1957), que en parte corresponden a los denominados por Dzulynski y Sanders(1962) "transverse scour marks", los cuales serían formados por erosión o desbaste de corrientes, lo cual se verifica por las leves estrías en la dirección de la corriente. Otra estructura interesante es la producida únicamente por carga y está representada por la gran cantidad de calcos de carga. Los mismos correspon-

<sup>1</sup> con fábrica isótropa

den a los denominados por Ten Haaf(1956) "squamiform load casts", por lo menos para los de menor relieve. Los de mayor relieve y disposición al azar son los de mayor tamaño. Se los observa en la interfase limolita arenosa-lutita. La figura 2.12. y la fotografía 2.5. muestran las características de estas estructuras.

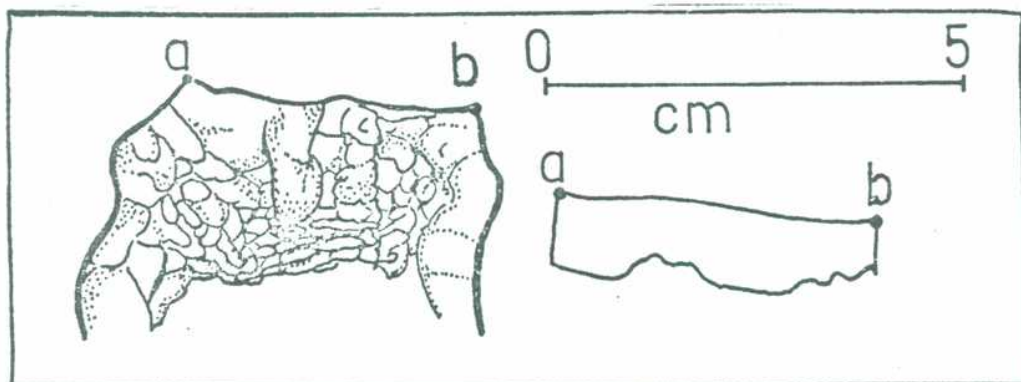
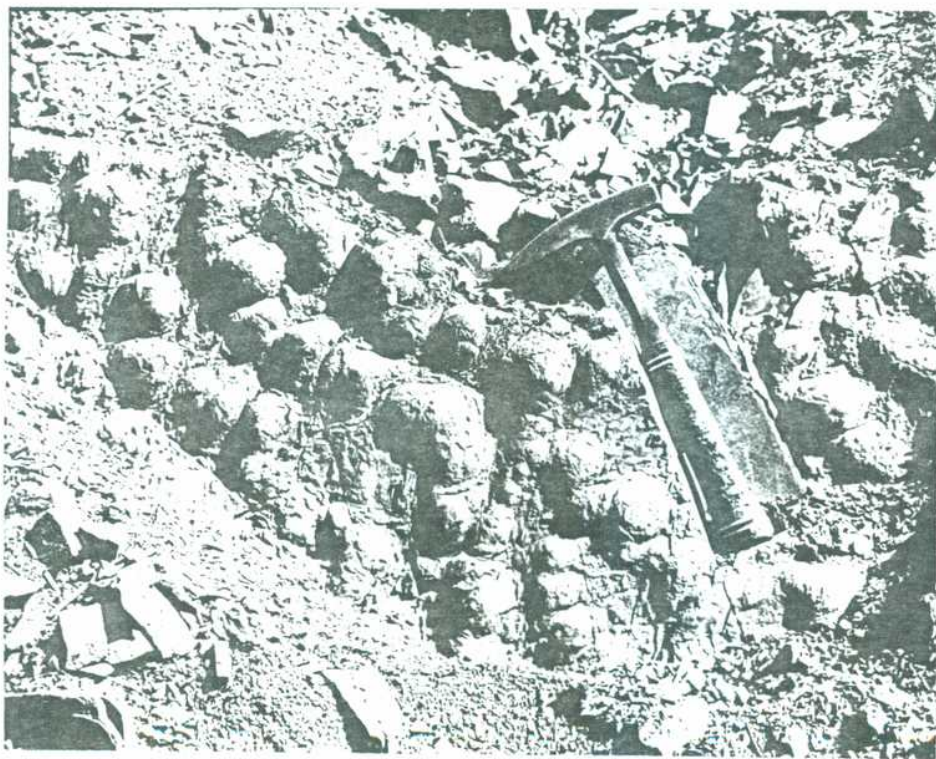


Fig.2.12. Calcos de carga menores



Fotografía 2.5. Calcos de carga en base de banco de arenisca

El tipo deformacional de los calcos es similar al tipo de situación bosquejada en la figura 2.13. donde  $n_1$  y  $n_2$  son las viscosidades de las capas limo-arenosas y pelíticas respectivamente (Anketell, Cegla y Dzilynski, 1970).



Fig. 2.13. Fenómenos de estratificación convoluta asociada a calcos de carga (izquierda) y relaciones de viscosidades relativas y forma de calcos de carga (derecha).

La otra estructura sedimentaria asociada a las anteriormente descritas es la estratificación convoluta. Se ha preferido esta denominación introducida por Kuenen (1953), a la de laminación convoluta ("convolute lamination" de Ten Haaf, 1956) debido a una cuestión de escala. Las delgadas capas de pelitas y areniscas limolíticas alternantes aparecen afectadas por plegamiento de origen sedimentario; el mismo tiene dimensiones apreciables, no tiene patrón definido, es más bien caótico pero completamente continuo, a diferencia de estructuras como los "slumps", en general englobados en una misma estructura con la estratificación convoluta, pero que difieren justamente en la característica continuidad de la última. La localización de esta estructura es definida: aparece asociada con conglomerados

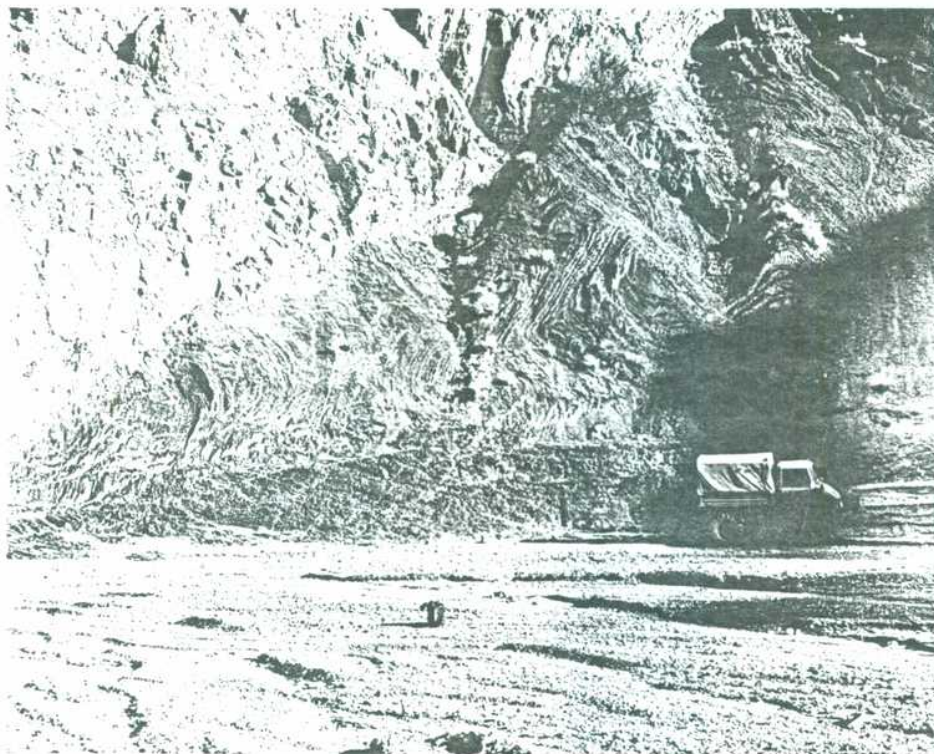


que sobreyacen a pelitas y areniscas de la **subfacies 2b** y se ubica en la quebrada de Barrancón; los pliegues hacia el N y S del lugar mencionado se atenúan haciéndose la estratificación paralela a la regional de la formación. Existen además fenómenos de estratificación convoluta a menor escala asociados a calcos de carga(fig.2.13.) En la figura mencionada se observa un angostamiento y ensanchamiento de los materiales más gruesos que confirman el comportamiento de fluido de algunas capas(Dzulynski y Smith, 1963). Este tipo de deformación sin ruptura muestra las condiciones hidroplásticas del sedimento(Ten Haaf, 1959; Visher y Cunningham, 1981).

Es una característica general de la estratificación y laminación convolutas la atenuación del fenómeno hacia arriba y hacia abajo del sector afectado; esta observación es válida para el límite inferior en el caso que tratamos aquí ya que el límite superior de la estructura no parece ser así; los estratos chocan virtualmente con el conglomerado suprayacente formando un contacto abrupto y neto(fotografía 2.6. y figura 2.14.). Esta característica del contacto está dada por procesos erosivos conectados con la sedimentación del material conglomerádico. Lateralmente esta relación de alta angularidad se atenúa haciéndose concordante.

La figura 2.15. ilustra el perfil de la quebrada de Barrancón sobre margen N.

La subfacies 2b ha podido ser registrada hacia el N de la quebrada de Barrancón; dado que las rocas de la facies 3



Fotografía 2.6. Estratificación convoluta en rocas de la subfacies 2b. Obsérvese el contacto con conglomerados suprayacentes. Ladera N de la quebrada de Barrancón; escala en la parte derecha inferior.

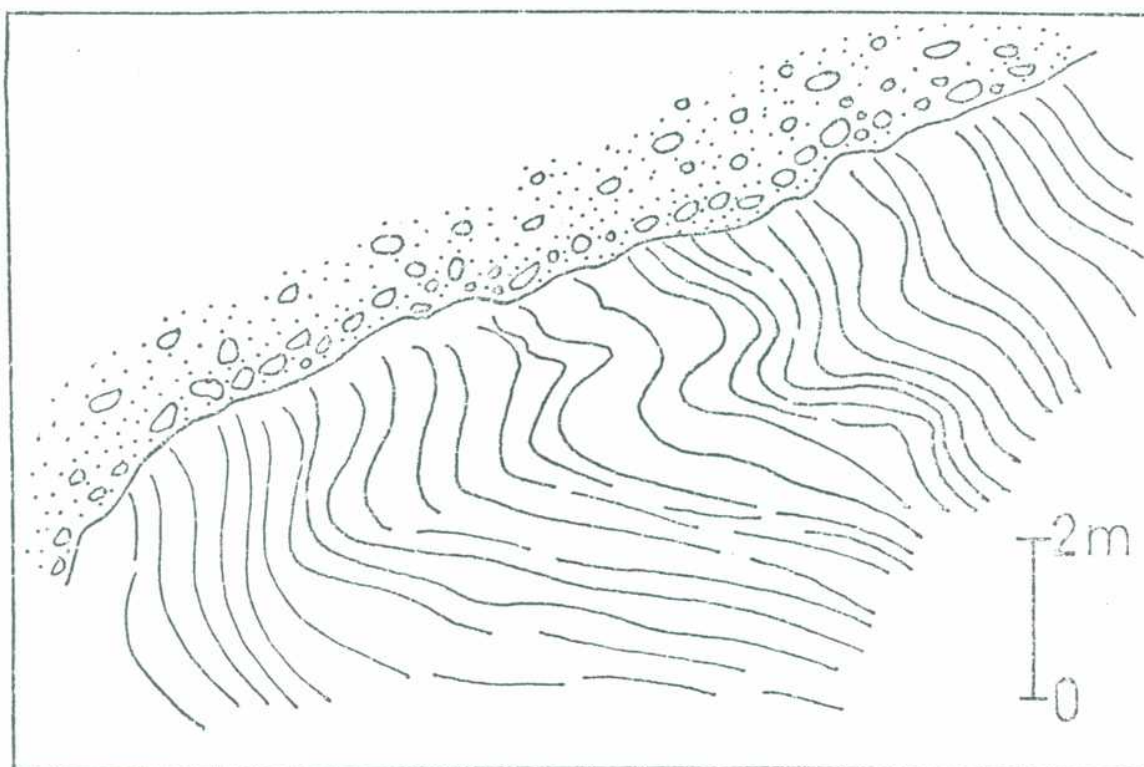


Fig.2.14. Detalle de pliegues convolutos (parte izquierda de fotografía 2.6.).

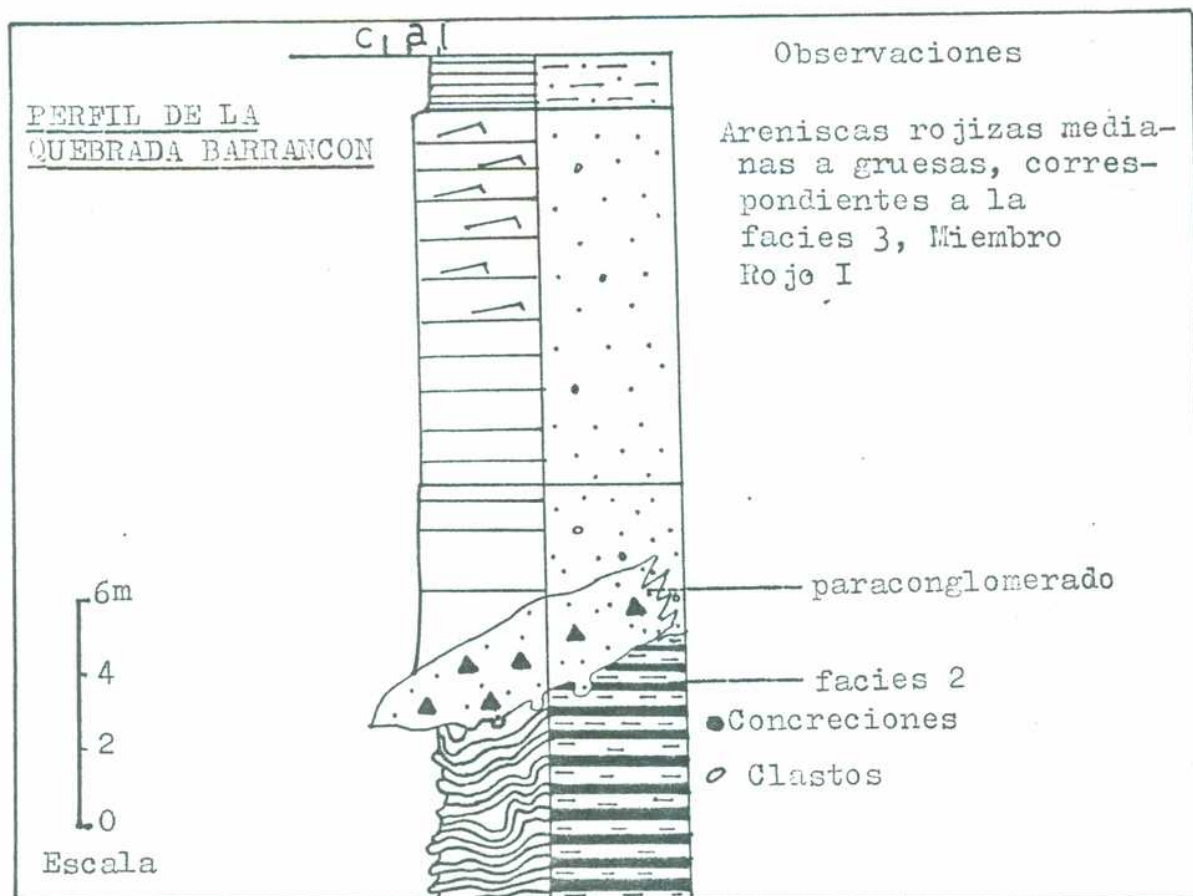


Fig.2.15. Perfil de la quebrada de Barrancón(margen N)

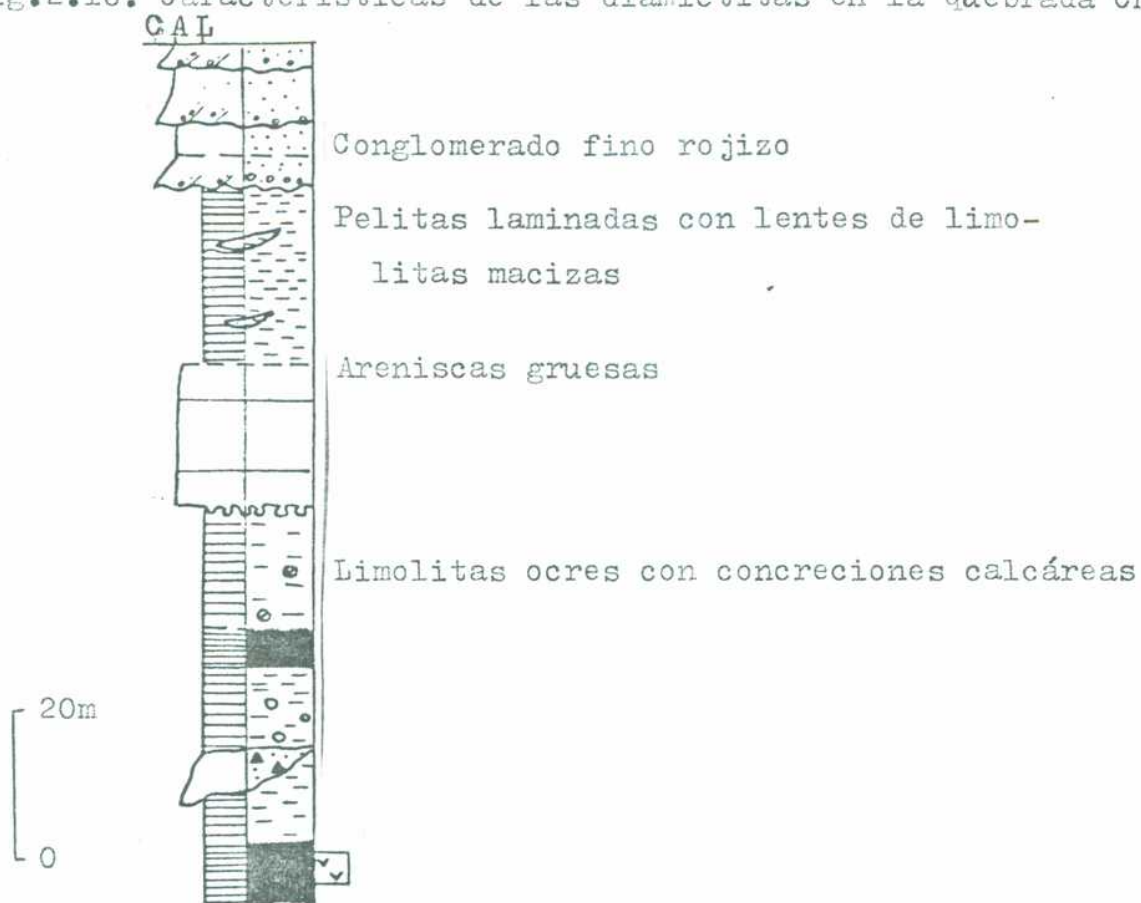
se acúan hacia el N, las dos secuencias predominantemente pelíticas(facies 2 y 4) se encuentran en continuidad física y en contacto transicional(fig.2.10.).

En la denominada quebrada Chica(fig.2.7.) aparecen lentes de diamictitas asociadas a limolitas ocreas con concreciones calcáreas las cuales contienen esporas y microplancton. Las características generales del perfil de la quebrada Chica son resumidas en la figura 2.16.

Similares características presenta el perfil realizado para las diamictitas en la margen N de la quebrada Grande(fig.2.17) Las lentes diamictíticas aparecen dentro de pelitas oscuras



Fig.2.16. Características de las diamictitas en la quebrada Chica



A)

Perfil de las diamictitas en la quebrada Chica

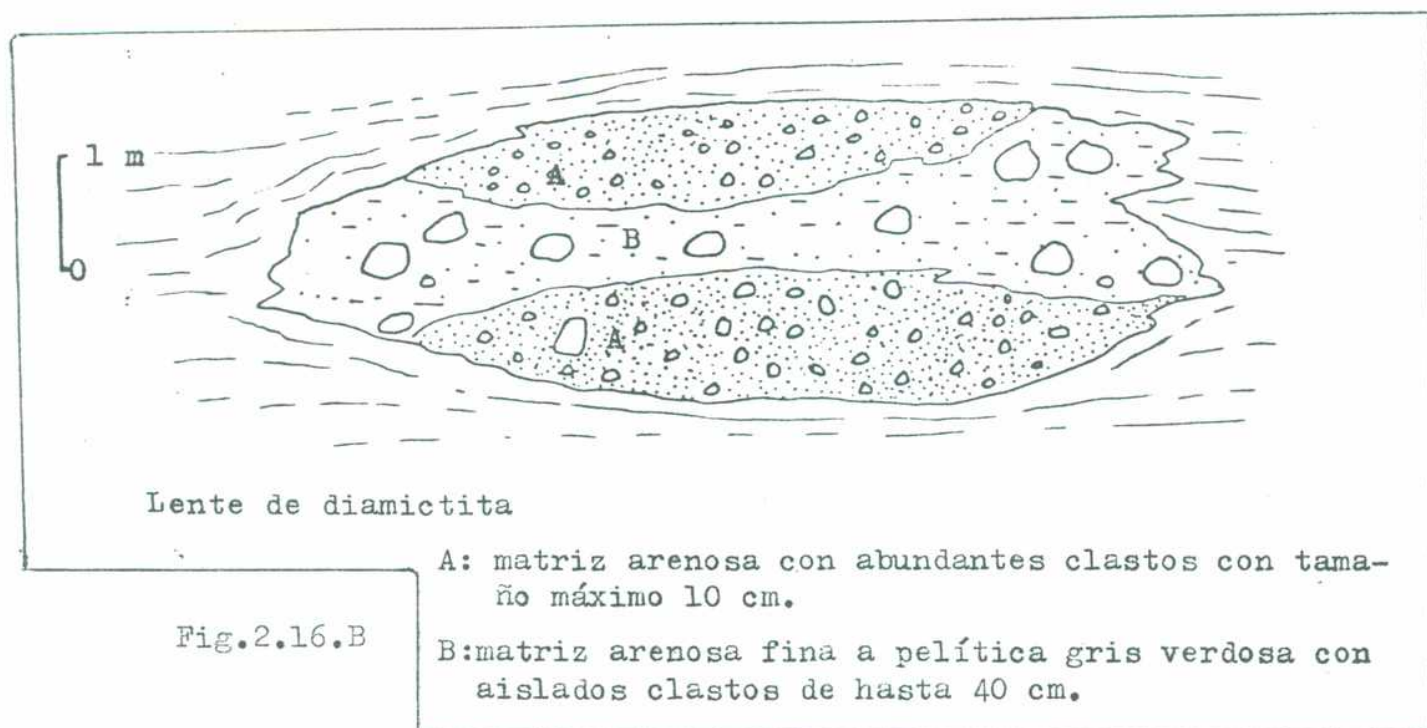
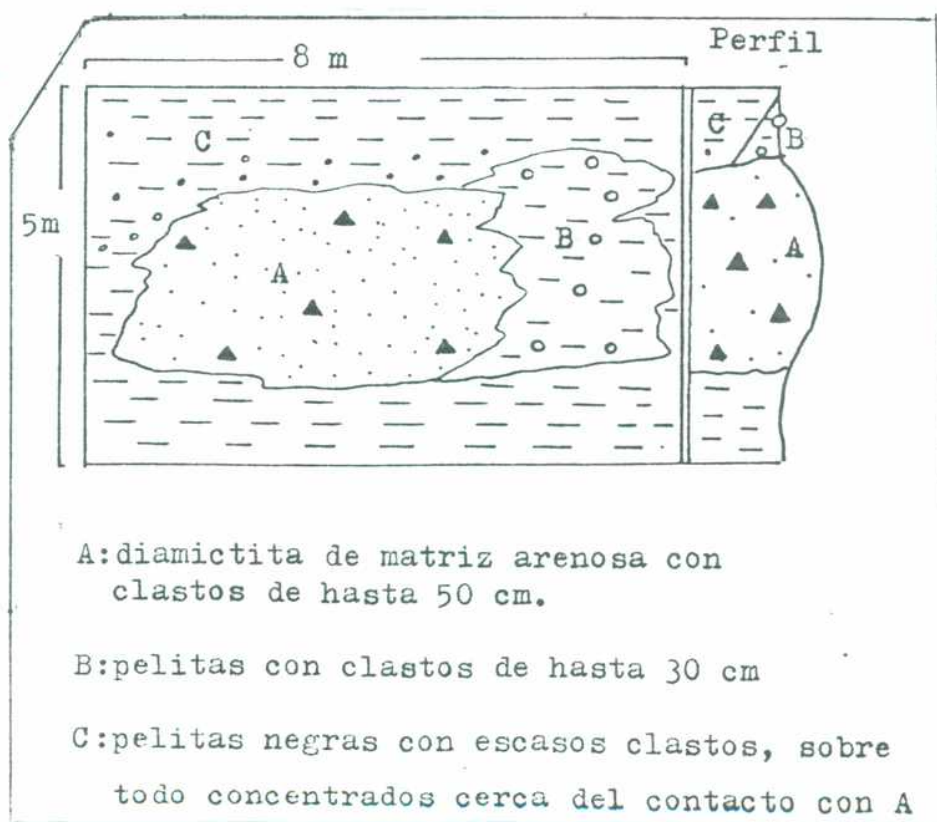


Fig.2.16.C.



que contienen clastos dispersos. Un rasgo interesante de este perfil es la presencia de masas de areniscas de tamaño apreciable dentro de las lentes diamictíticas y de las pelitas con clastos.

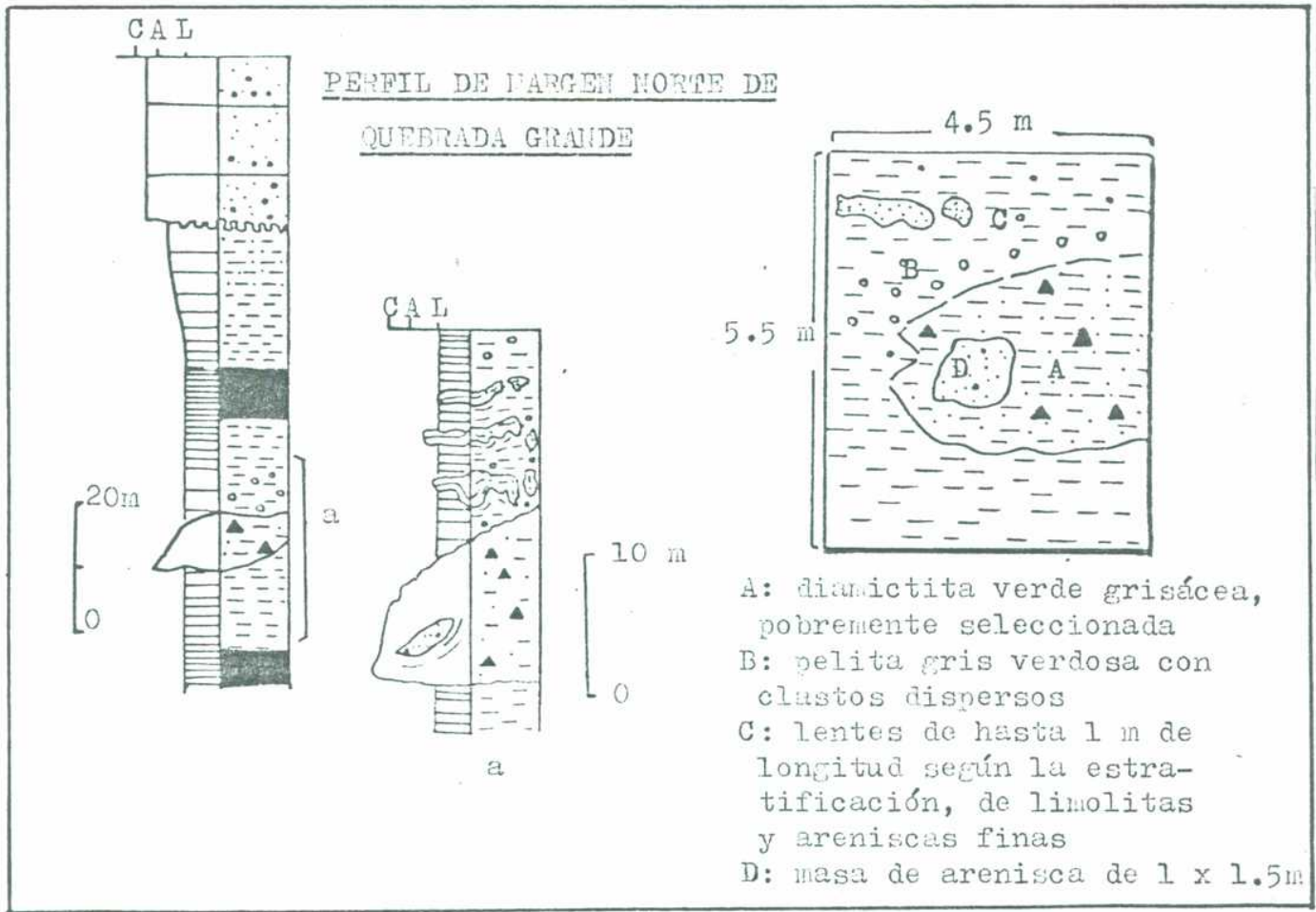


Fig.2.17. Perfil de la quebrada Grande(margen N)

La diamictita tiene una matriz limo-arcillosa a arenosa, con selección mala, de color verde grisáceo, con clastos que ocupan hasta un 35% de la roca. Los clastos son subredondeados a redondeados, abundando los de areniscas finas y pelitas.

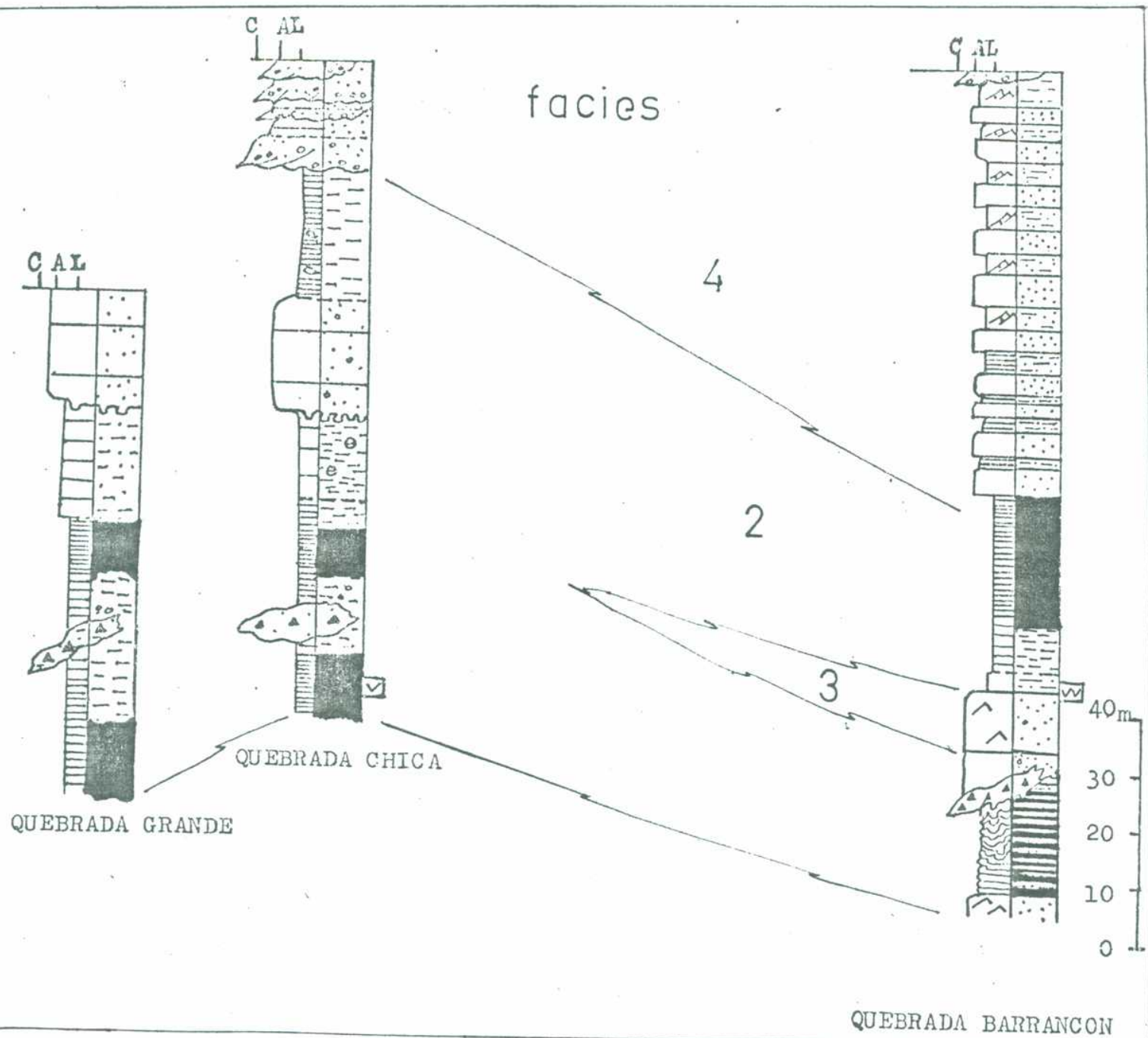


Fig.2.18. Correlación de rocas de la facies 2

Es interesante observar que existe una disminución del porcentaje de clastos dentro de las pelitas a partir de la aparición de las lentes diamictíticas hacia arriba estratigráficamente.

Los clastos dentro de las pelitas llegan excepcionalmente a 30 cm. En cambio hacia los términos basales de la diamictita los clastos llegan hasta 60 cm. Las lentes de diamictitas, tanto en perfil de la quebrada Chicay en el de la Grande, poseen una dimensión mayor en la dirección del rumbo. A su vez se han detectado lentes de areniscas rojizas, estratificadas en bancos de 0,2 a 0,5 m de espesor, macizas, medianas a gruesas, moderadamente seleccionadas. El contacto inferior es neto plano a parcialmente erosivo irregular. Lateralmente y hacia arriba las areniscas pasan a diamictitas o a pelitas con clastos escasos. Las dimensiones de las lentes es del orden de la decena de metros de ancho y 5 a 6 m de espesor.

El carácter no erosivo del contacto de las lentes diamictíticas es común en todos los perfiles realizados; es más, generalmente es transicional; de esto se desprende que no ha habido un período erosivo entre la deposición de una y otra unidad litológica. Finalmente, es posible la correlación de los perfiles de las tres quebradas (Barrancón, Chicay y Grande) en función de la presencia de pelitas con clastos y lentes diamictíticas (paraconglomerados). La figura 2.18. presenta esta correlación.

Subfacies 2c: pelitas y areniscas macizas interestratificadas

Descripción

Hacia el S de la quebrada de Majaditas, en la denominada quebrada Ancha, se ha identificado una sucesión fina similar a la que ha sido afectada por plegamiento sinsedimentario (subfacies 2b). Esta sucesión fina engrana verticalmente con rocas de la facies 4.

La secuencia estudiada consiste en una sucesión de lutitas negras de espesores reducidos (entre 8 y 70 cm) con algunos bancos con estratificación convoluta y en parte disrupta (fig. 2.19.), y de areniscas medianas grises macizas en su totalidad o en su parte inferior y con indicios de estratificación plana hacia el tope de algunos bancos; estas estructuras van acompañadas con decrecimiento en la granulometría (estratificación gradada). En la base de las areniscas aparecen marcas subestratales del tipo de calcos de flujo (en algunos bancos deformados por carga) de escaso relieve y configuración triangular a deltoide. Ubicadas paralelamente al tren de calcos de flujo, se ubican lineaciones de corriente que se observaron en la base del banco de arenisca como constricciones leves.

Puede considerarse que la secuencia elemental está formada por un banco de arenisca basal con indicios de marcas de fondo y estratificación gradada, que luego pasa a bancos de lutitas, los cuales tienen estratificación convoluta o a li-molitas arenosas con ondulitas deformadas por efectos de la misma corriente que las generó ("piled-up ripples"). Este ciclo elemental corresponde a grandes rasgos al propuesto por Bouma (1962); las areniscas macizas en su parte inferior y con estratificación plana, gradadas, han sido depositadas



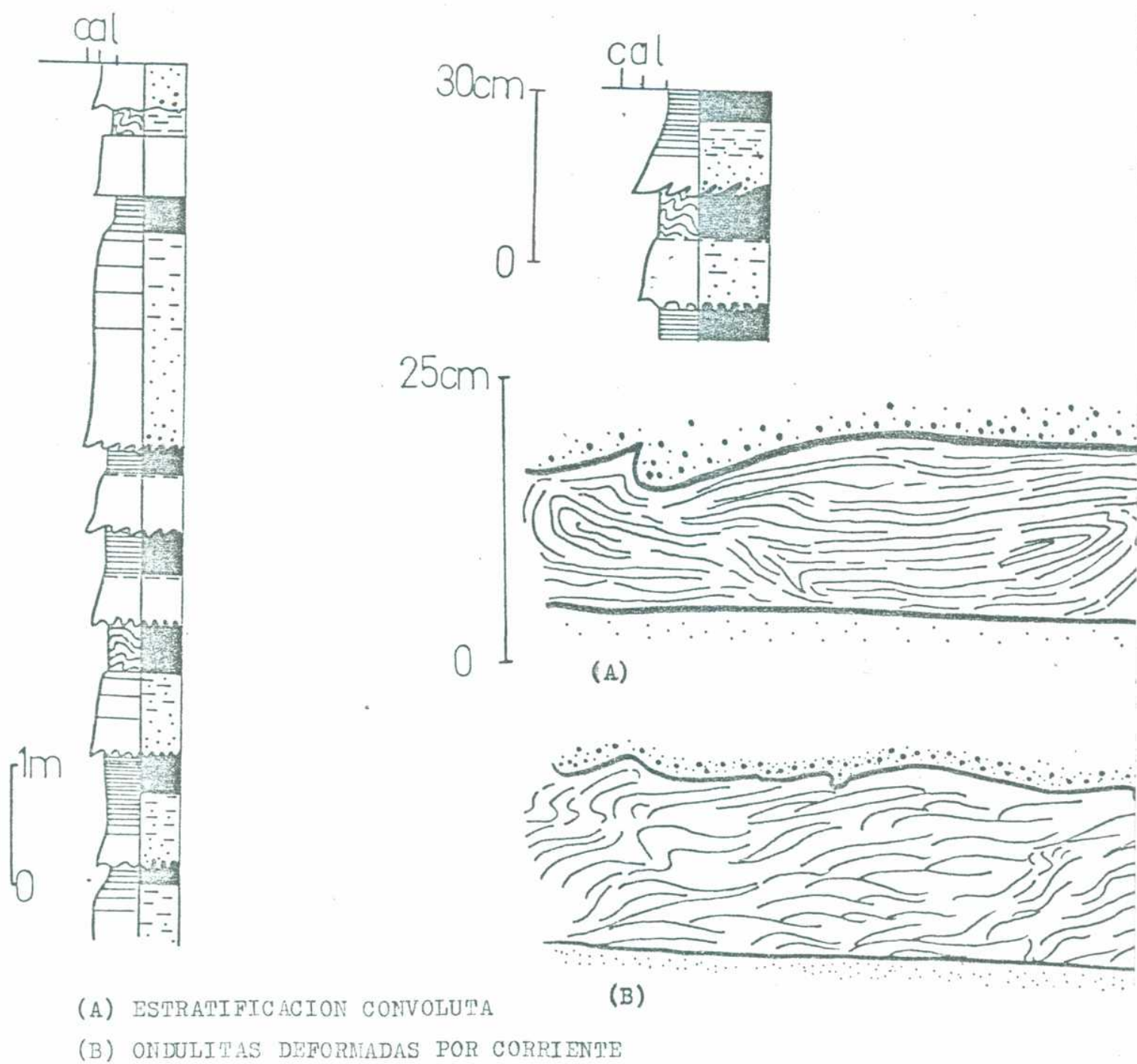


Fig.2.19. Características de la subfacies 2c(facies 2).

en condiciones de alto régimen de flujo, los depósitos finos con ondulitas deformadas y estratificación convoluta se depositaron en condiciones de bajo régimen de flujo.

#### Interpretación

Las pelitas de la facies 2 representan zonas de sedimentación tranquila por debajo del tren de olas. Algunos de los cuerpos de areniscas deformados sugieren un estilo deformacional similar al de la estratificación convoluta. Sobre el origen de esta estructura se encuentran diversas opiniones; por un lado Williams(1960) considera que las actitudes irregulares de los planos axiales de los pliegues se deben a flujo intra-estratal, siendo por lo tanto su dirección de recumbencia inconsistente; a su vez considera que esta estructura solamente se forma después de los estratos suprayacentes.

Por otro lado, Ten Haaf(1959) relaciona a la laminación convoluta con corrientes de turbidez y no con "slumps" gravitacionales, por lo menos en forma directa.

Dzulynski y Smith (1963) fijan diferencias para la laminación y estratificación convolutas originadas por corrientes y las no originadas por corrientes. En las primeras, los autores señalan que en areniscas muy finas y limolitas los anticlinales pueden ser de terminación plana y en forma de hongo, lo cual se observa en los pliegues estudiados en las rocas de la subfacies 2b.

A su vez Visher y Cunningham(1981) consideran como condición importante para la formación de esta estructura la de gradiente de densidad inverso, que se daría no sólo entre las capas entre las capas limolíticas arenosas y pelíticas, sino



también entre las capas anteriores como conjunto y el paraconglomerado suprayacente. Esto podría explicar las dos escalas distintas en las que se da la estratificación convoluta (comparar figuras 2.13. y 2.14.).

Se concluye que la asociación estratificación convoluta-fenómenos de carga diferencial (calcos de carga)-turboglifos-paraconglomerado suprayacente converge para dar un origen mixto para este plegamiento sinsedimentario, como el propiciado por Potter y Pettijohn (1977), los cuales consideran como factor determinante una interacción compleja de corrientes y gravedad.

El hecho de que las lentes diamictíticas presentan contactos en general transicionales y que exista un decrecimiento del tamaño máximo de clastos hacia arriba (secuencia granodecreciente) favorece un origen de remoción en masa o de corrientes de turbidez. La falta de estratificación sería una evidencia para considerar a las diamictitas como un depósito proximal. La presencia de clastos estriados podría sugerir que parte del material ha sido retransportado a partir de derrubio glacial por flujos de gravedad y redepositado sobre material aún sin consolidar, provocando los pliegues sinsedimentarios. La variedad de turboglifos, algunos deformados por carga, y las estructuras sedimentarias internas reconocidas sugieren un origen turbidítico. La presencia de restos fósiles de esporas y microplancton en los depósitos sugeriría una proximidad relativa a la costa.

Las rocas incluidas dentro de la subfacies 2c tienen un indudable origen turbidítico; en efecto las secuencias pueden ser descritas según el esquema de Bouma (1962) como  $T_{a-e}$  o

T<sub>b-e</sub>. El pasaje de las rocas de la facies 2 a las de la facies 4 es transicional, este pasaje se da a través de secuencias turbidíticas y pelíticas, las cuales van perdiendo sus características al intercalarse areniscas con ondulitas de la facies 4.

**Facies 3: facies de areniscas medianas y gruesas rojizas**

#### Descripción

Esta facies, de escaso desarrollo, está constituida por areniscas medianas a conglomerádicas con estratificación plana y ondulitas linguoides con crestas curvas y discontinuas.

Los depósitos de esta facies aparecen agrupados en bancos de 0,8 a 2 m de espesor.

Con respecto a la ubicación estratigráfica de esta facies aparece esporádicamente asociada con rocas de la facies 1, pero su mayor desarrollo está ubicada más arriba en la columna, correspondiendo en este caso al denominado Miembro Rojo I.

#### Interpretación

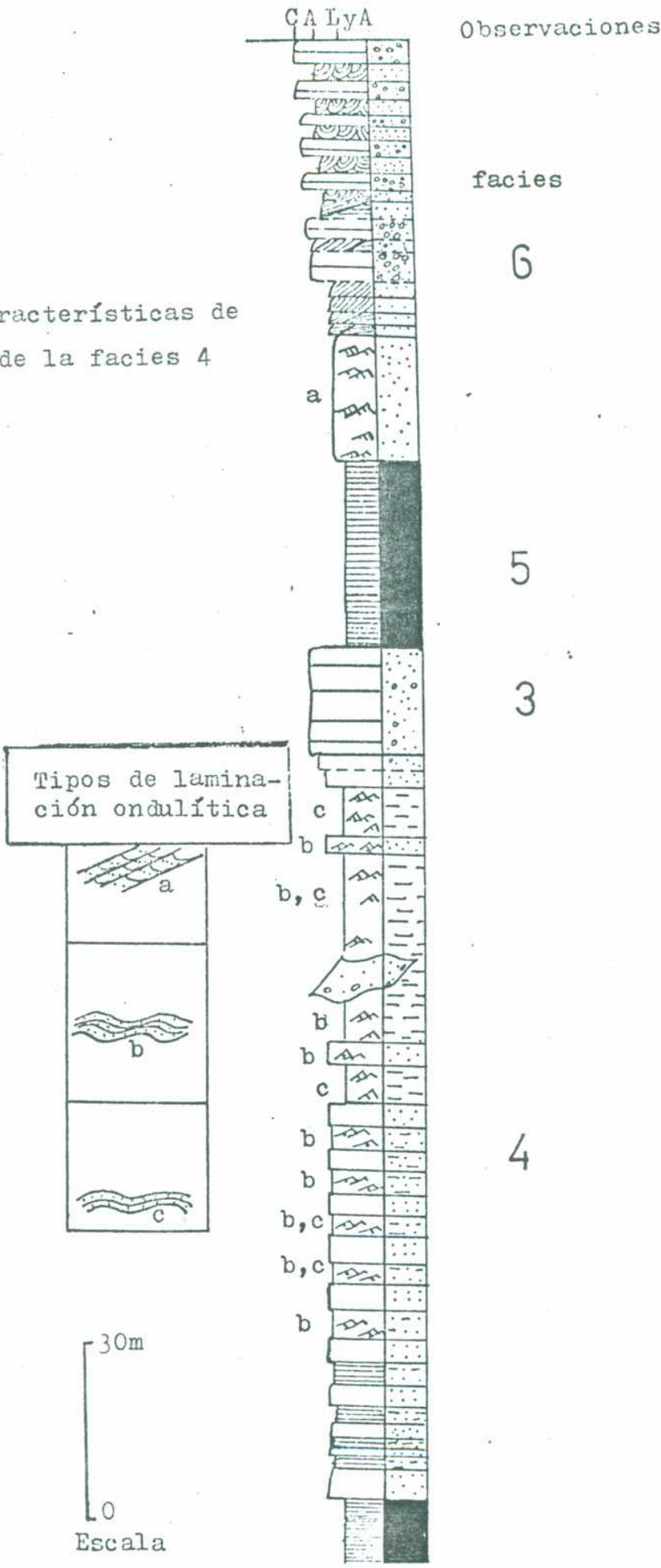
La granulometría predominante y la estratificación plana sugieren que predominaron flujos equivalentes a la fase de lecho plano de alto régimen durante la deposición. Las ondulitas linguoides tipo barchan (Bucher, 1919) indican mayores velocidades de flujo o menores profundidades que para otras variedades de ondulitas.

**Facies 4: facies de areniscas finas a medianas y areniscas limosas con estratificación ondulítica**

## Descripción

Esta facies está constituida por areniscas finas a medianas y depósitos más finos (areniscas limosas y limolitas) en bancos de 2 a 10 m de espesor. Las intercalaciones arcilíticas son escasas. En general, las areniscas poseen estratificación plana o son macizas; las más finas poseen estratificación fina a muy fina (menor de 1 cm). Un rasgo importante y persistente de esta facies es la presencia de estratificación ondulítica o estratificación entrecruzada de pequeña escala por migróndulas ("ripple drift cross lamination") en las areniscas limosas y aún en variedades litológicas más finas. Se han verificado a lo largo de esta facies las tres variaciones que para esta estructura describen Jopling y Walker (1968). Es interesante observar que las rocas más finas poseen el denominado en este trabajo tipo C o siguiendo la terminología de Jopling y Walker (1968) la denominada "sinusoidal ripple lamination", de perfil asimétrico y continuo tanto en barlovento como en sotavento. El tipo B predomina en limolitas arenosas; corresponde al tipo B de los mismos autores con perfil asimétrico y da un entrecruzamiento de pequeña escala, dada la migración de las ondas en la dirección de la corriente. El tipo A (tipo A de Jopling y Walker, 1968, o tipo 1 de Walker, 1963) ha sido identificado en areniscas finas a medianas, es de perfil asimétrico y existe erosión en barlovento. Los tipos definidos aquí como A, B y C no son compartimentos estancos sino que existen estados transicionales entre ellos. La figura 2.20. representa las características generales de esta facies y sus estructuras sedimentarias principales.

Fig.2.20. Características de las rocas de la facies 4



Algunas mediciones de las migróndulas de tipo B han dado una dirección para el rumbo de las ondulitas aproximadamente N-S. Dada su asimetría, se considera que las corrientes provenían del E. Estas medidas han sido tomadas en pocos lugares y por lo tanto es necesario aclarar que tienen carácter provisional.

Con respecto a su ubicación estratigráfica, la facies 4 está restringida al denominado Miembro de Areniscas y Pelitas verdes moteadas.

### Interpretación

La granulometría predominante en las rocas de esta facies como así también su posición estratigráfica intermedia con respecto a los depósitos finos infrayacentes de la facies 2 y a las areniscas y conglomerados finos suprayacentes de las facies 3 y 5 sugieren la deposición en zonas transicionales entre áreas de sedimentación debajo del tren de olas y áreas de plataforma proximal de alta energía.

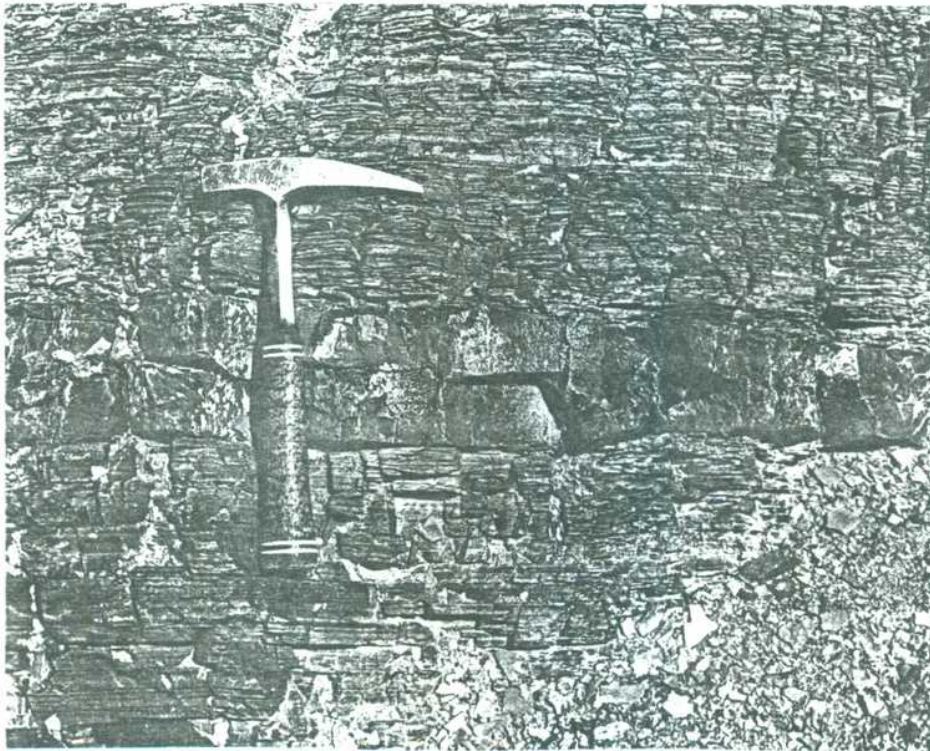
Los distintos tipos de estratificación ondulítica se diferencian genéticamente entre sí por la existencia de un aumento progresivo en la relación carga en suspensión/ carga de lecho desde el tipo A hasta el tipo C. Esto se observa en los casos estudiados ya que en las rocas limo-arenosas domina el tipo C mientras que el tipo A es más frecuente en rocas arenosas finas a medianas con escaso material pelítico. Se cree que el tipo A se ha formado predominantemente debido a corrientes tractivas que contenían poco material fino en suspensión. Consecuentemente el desarrollo de alguna de estas variedades de migróndulas depende básicamente de la ve-

locidad de corriente y de la relación de movimiento en carga de lecho y movimiento en carga de suspensión(Jopling y Walker, 1968).

Facies 5: facies de pelitas físisles

#### Descripción

Esta facies está constituida por pelitas gris oscuras a negras, laminadas, las cuales se presentan en cuerpos tabulares. Ocasionalmente se intercalan bancos de 0,1 a 0,8 m de espesor de limolitas macizas pardas y areniscas finas(fotografía 2.7.). Se ha distinguido esta facies de la 2 ya que la primera no posee clastos dispersos en las pelitas ni lentes diamictíticas intercaladas. Esta facies es de escaso desarrollo en la formación, apareciendo representada en el Miembro Rojo II(MRII-2) y en el Miembro Superior(MS-1).



Fotografía 2.7. Rocas de la facies 5(banco de arenisca fina intercalado entre pelitas oscuras).

## Interpretación

Las pelitas de esta facies representan condiciones de sedimentación tranquila por debajo del tren de olas, mayormente por suspensión. La granulometría fina, las estructuras primarias (laminación, estratificación fina) y la tabularidad de los bancos son los factores principales para la interpretación anterior.

Facies 6: facies de areniscas finas a gruesas

subfacies 6a: areniscas finas con estratificación ondulítica y areniscas gruesas con estratificación diagonal

### Descripción

Esta subfacies está constituida por areniscas finas lajosas con estratificación ondulítica (tipos A y B), areniscas macizas, en contacto neto con las anteriores, y areniscas gruesas de escaso desarrollo vertical con estratificación diagonal (fig. 2.21.). El contacto basal de las areniscas gruesas es erosivo con bancos de otras litologías (areniscas finas o en menor medida limolitas). Los bancos de las areniscas tienen un espesor promedio de 1-1,5 m, llegando a 0,3 m como mínimo, para las variedades más gruesas.

Esta subfacies ocurre en el denominado Miembro Superior (MS-2).

subfacies 6b: areniscas medianas a conglomerádicas con estratificación entrecruzada

### Descripción

Esta subfacies está compuesta por areniscas medianas a conglomerádicas, bien estratificadas. Los bancos tienen un espesor mínimo de 5 cm. Aparecen además areniscas lajosas ro-



sadas en bancos de hasta 8 m con estratificación entrecruzada en artesa, de pequeña escala, y planar de mediano ángulo ( $15^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ) y escala media. Se observan también bancos de areniscas medianas a gruesas con estratificación plana (fig.2.22.). Esta subfacies ocurre en el Miembro Superior (MS-2) y posee una extensión areal considerable en la dirección del rumbo deposicional.

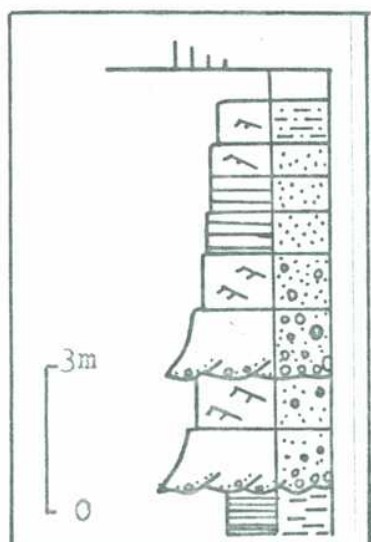


Fig.2.21. Secuencia tipo de la subfacies 6a

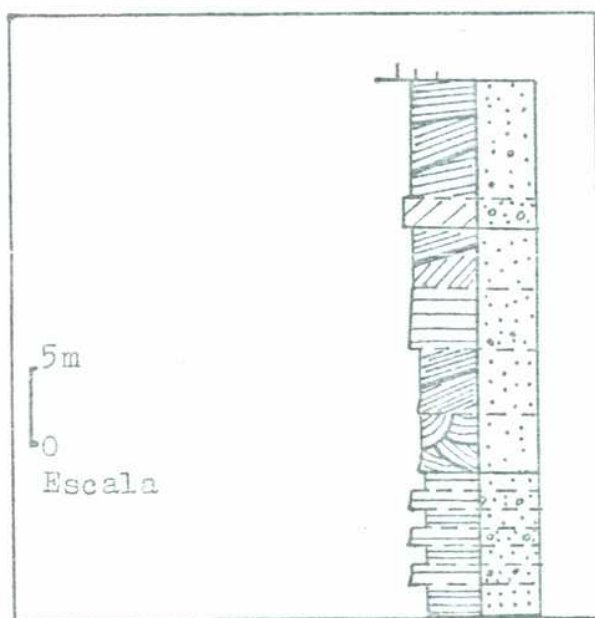


Fig.2.22. Secuencia tipo de la subfacies 6b



## Interpretación

Si bien se han diferenciado dos subfacies, básicamente por el predominio de rocas más gruesas y estratificación entrecruzada en una(6b) y rocas más finas y migróndulas en la otra(6a), en conjunto representan secuencias similares ya que no hay litologías y estructuras sedimentarias excluyentes para cada subfacies. Las relaciones entre las dos subfacies son complejas, ya que si bien la subfacies 6a está ubicada preferentemente por debajo estratigráficamente de la subfacies 6b, existen variaciones laterales entre las mismas.

La facies 6 corresponde a depósitos arenosos medianos a gruesos con estratificación entrecruzada y ondulitas y sugiere un aumento en la competencia del medio de sedimentación. La presencia además de lineación por partición asociada a estratificación entrecruzada confirma las condiciones de alta fluidez del medio. El desarrollo de migróndulas requiere abundante aporte de sedimentos de manera que las ondulitas crezcan hacia arriba más que migren hacia adelante (Reineck y Singh, 1975). Sobre su origen, McKee(1966) opina que su aparición es más frecuente en ambientes fluviales (llanuras de inundación y depósitos de barra en espalón) que en depósitos de planicie de marea, aunque Reineck y Singh(1975) citan casos de ocurrencia en depósitos de ese último origen. Por otro lado, el hallazgo de un resto de braquiópodo indeterminado, junto con las otras características de la facies, llevarían a considerar un ambiente litoral cercano a la costa de alta energía.

## Paleocorrientes

Para las mediciones realizadas se ha establecido el método de corrección estructural con proyección estereográfica. Las mediciones en el campo consistieron en determinar rumbo e inclinación de los bancos portadores de las estructuras, y luego se midieron los hundimientos de las crestas de las ondulitas de areniscas de la facies 6. Finalmente se verificó la asimetría de las ondulitas con el fin de determinar sentidos de corriente. Se usó la proyección estereográfica para revertir los estratos a la situación primaria (sin modificaciones tectónicas) y así quedaron definidas las direcciones originales de las crestas. En ciertas localidades los estratos estaban levemente volcados (inclinaciones al E); en esos casos se utilizó también la misma corrección rotando los planos y hundimientos más de 90° hasta su posición primaria. Si bien puede considerarse que los efectos tectónicos han sido considerables, se debe recalcar que se trata sólo de un basculamiento de escasa a nula deformación de tal manera que no distorsionó las direcciones de las estructuras primarias. Esto es válido si se considera que la F. Majaditas tiene una estructura homoclinal simple con estratos volcados en el M. Superior por efectos de la falla "Puesto de Tapia", pero con un rumbo de los mismos constante y similar a los demás rumbos de todos los estratos restantes de la unidad. Los parámetros estadísticos calculados son los siguientes:

$$\text{Media aritmética}(\bar{X}) \quad \bar{X} = \frac{\sum x_i}{n}$$

donde  $x_i$  representa cada una de las mediciones realizadas y  $n$  el número de las mismas

Variancia( $S^2$ )

$$S^2 = \frac{\sum \Delta x_i^2}{n-1}$$

donde  $\Delta x_i^2 = (x_i - \bar{X})^2$

Desviación standard(S)

$$S = \sqrt{S^2}$$

Para una población normal, como aparenta ser el conjunto de mediciones de direcciones de crestas, tanto  $\bar{X}$ ,  $S^2$  y S son estimadores de los parámetros de la población.

En función de las direcciones de las crestas, una dirección de transporte perpendicular a la anterior queda definida. El sentido de flujo o corriente está representado por una flecha por afuera del último círculo(fig.2.23.). A continuación se dan los valores calculados para las crestas de las ondulitas:

Localidad 1( 1 km al S de la quebrada Ancha, cercana a la falla "Puesto de Tapia")

$\bar{X}=200^\circ$        $S^2=15,2$        $S=4^\circ$        $n=26$

sentido de corriente estimado:  $290^\circ$

Localidad 2(margen S de quebrada Ancha)

$\bar{X}=314^\circ$        $S^2=24,83$        $S=5^\circ$        $n=7$

sentido de corriente estimado:  $224^\circ$

Localidad 3(margen N de la quebrada Ancha)

$\bar{X}=303^\circ$        $S^2=72$        $S=8^\circ 30'$        $n= 24$

sentido de corriente estimado:  $213^\circ$

Localidad 4(margen N de la quebrada de Barrancón)

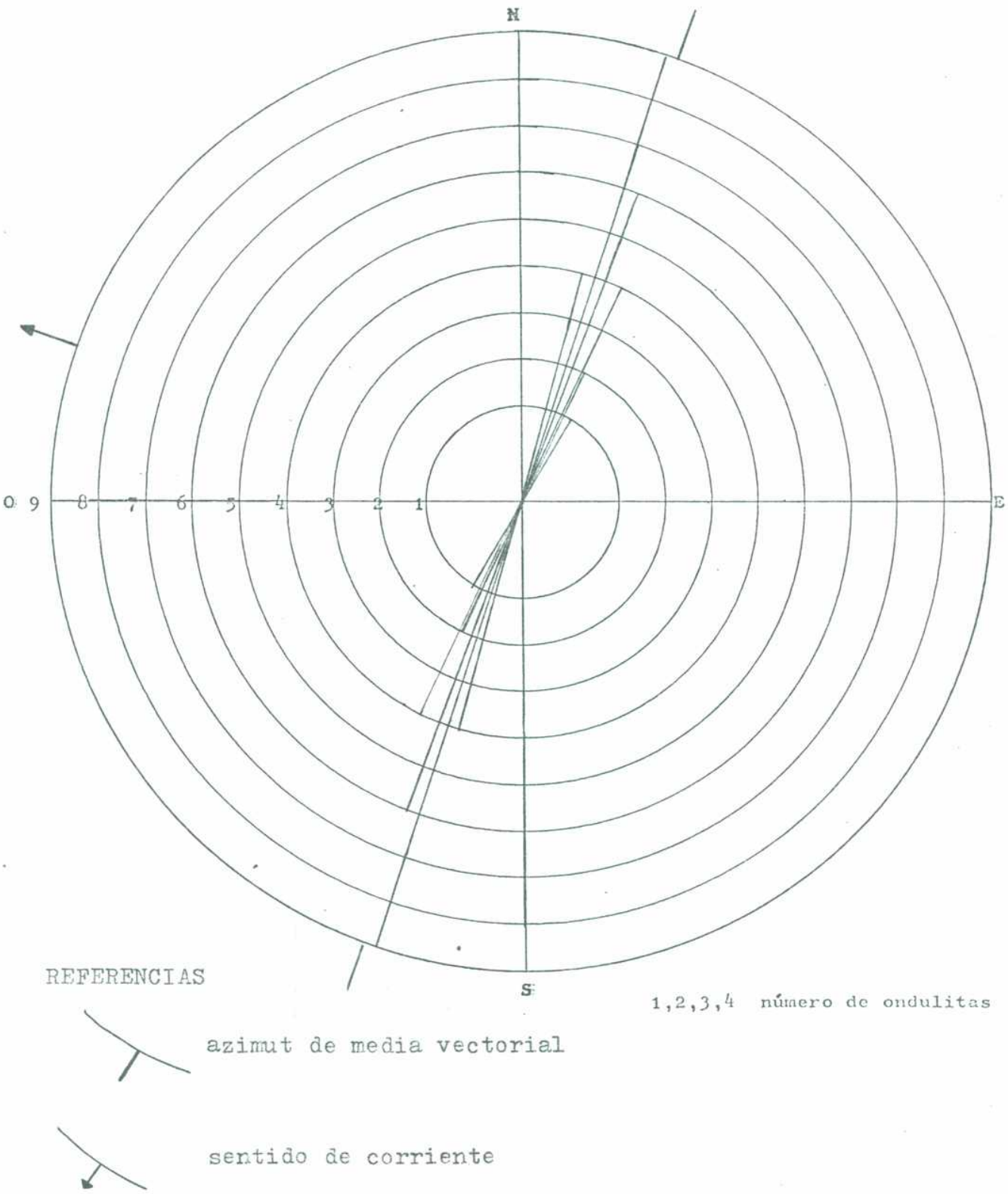
$\bar{X}=322^{\circ}$                        $S^2= 52,8$                        $S=7^{\circ} 20'$                        $n=11$

sentido de corriente estimado:  $232^{\circ}$

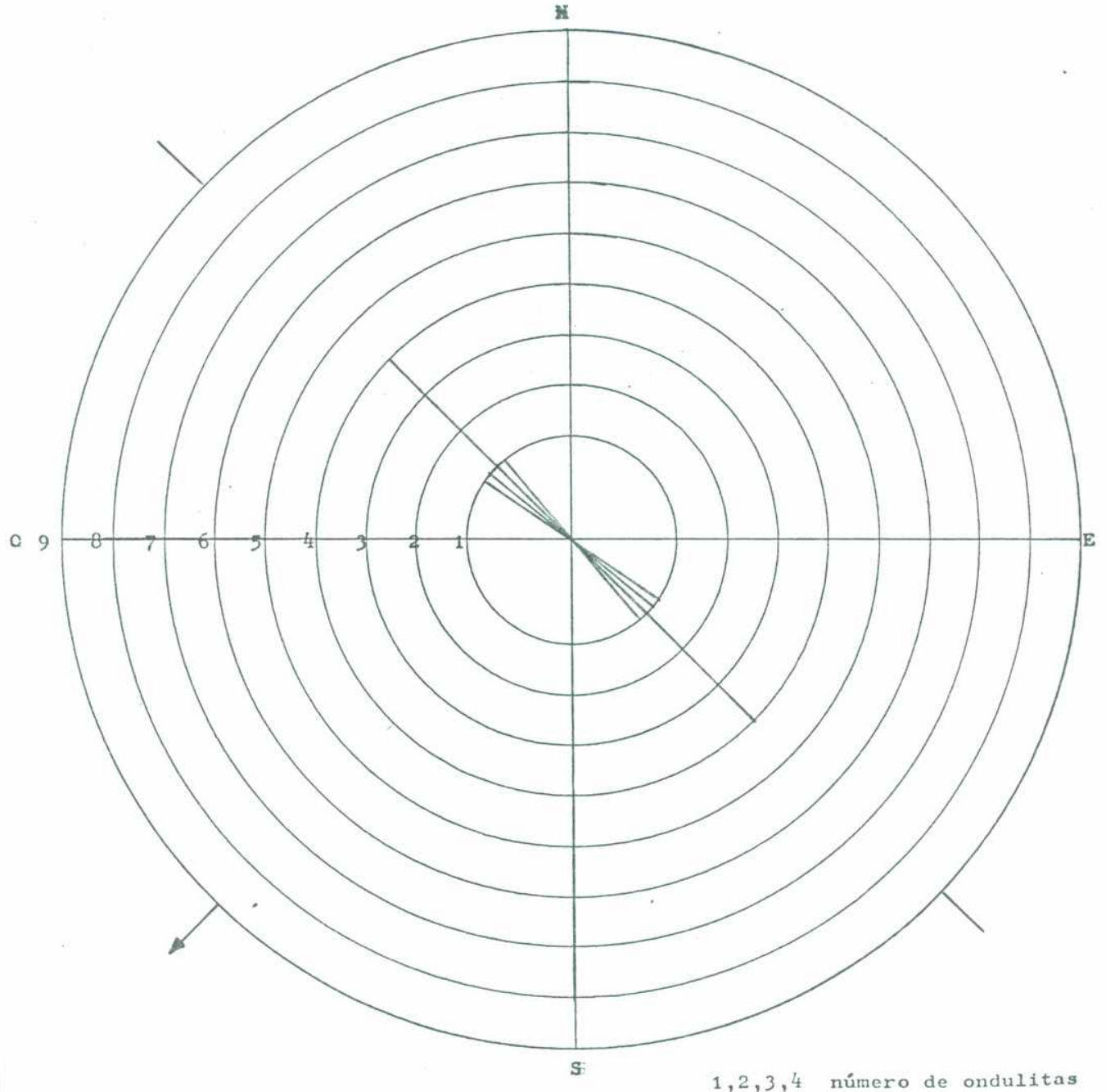
A su vez la gran media(  $\bar{\bar{X}}$  ), calculada a partir de las medias aritméticas de cada localidad, variancia( $S^2$ ) y desviación standard(S) son  $284^{\circ}$ , 3252,9 y  $57^{\circ}$  respectivamente. Los resultados generales dan una dirección de crestas entre  $200^{\circ}$  y  $322^{\circ}$  con una gran media de  $284^{\circ}$ ; por lo tanto, en función además de la asimetría demostrada por las ondulitas, se obtiene un sentido de flujo desde el E y NE(azimut promedio de flujo estimado:  $194^{\circ}$ ).

Fig.2.23. Orientación de crestas de ondulitas y de vectores de flujo estimados; areniscas de la facies 6.

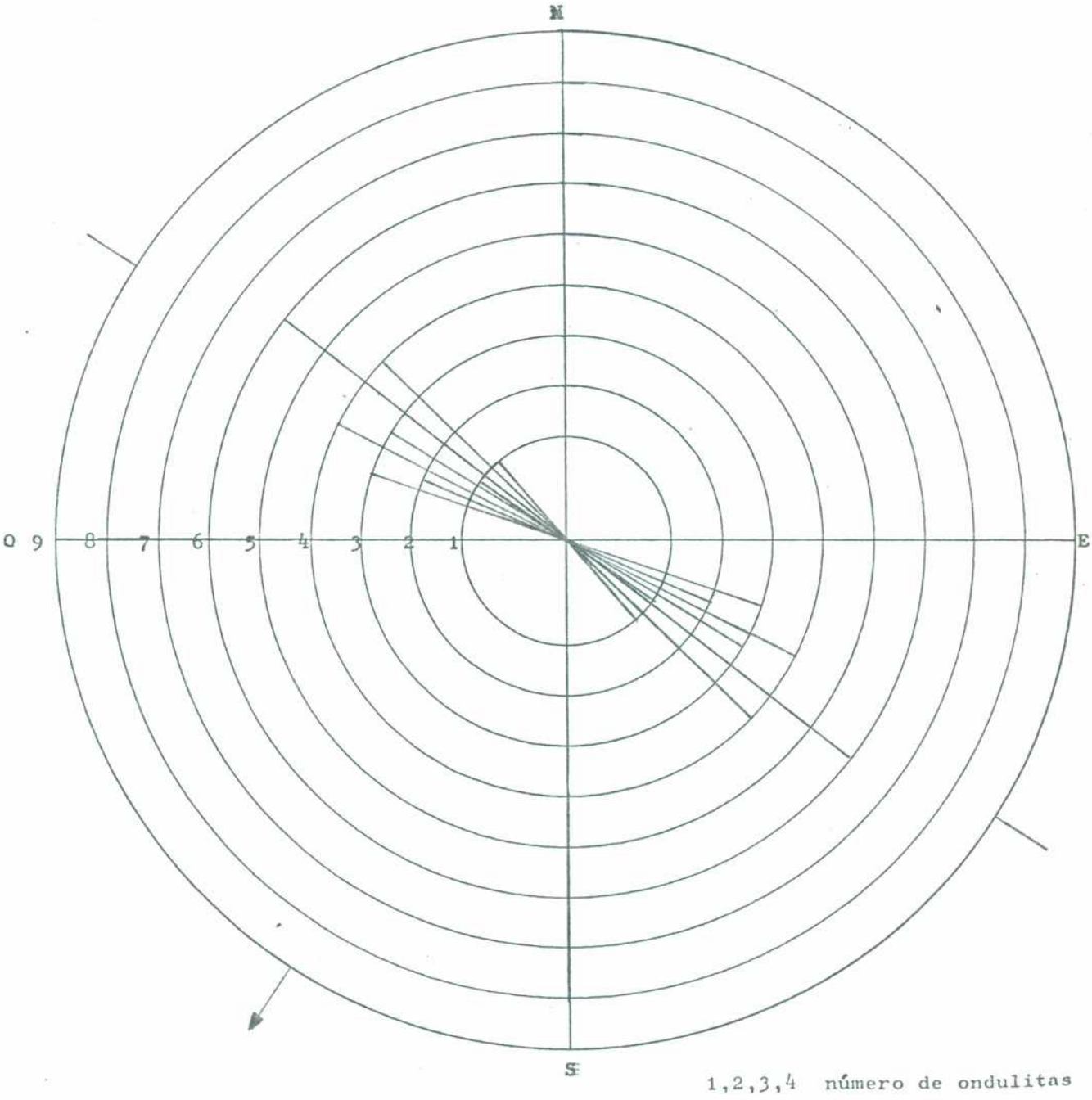
Localidad 1



Localidad 2



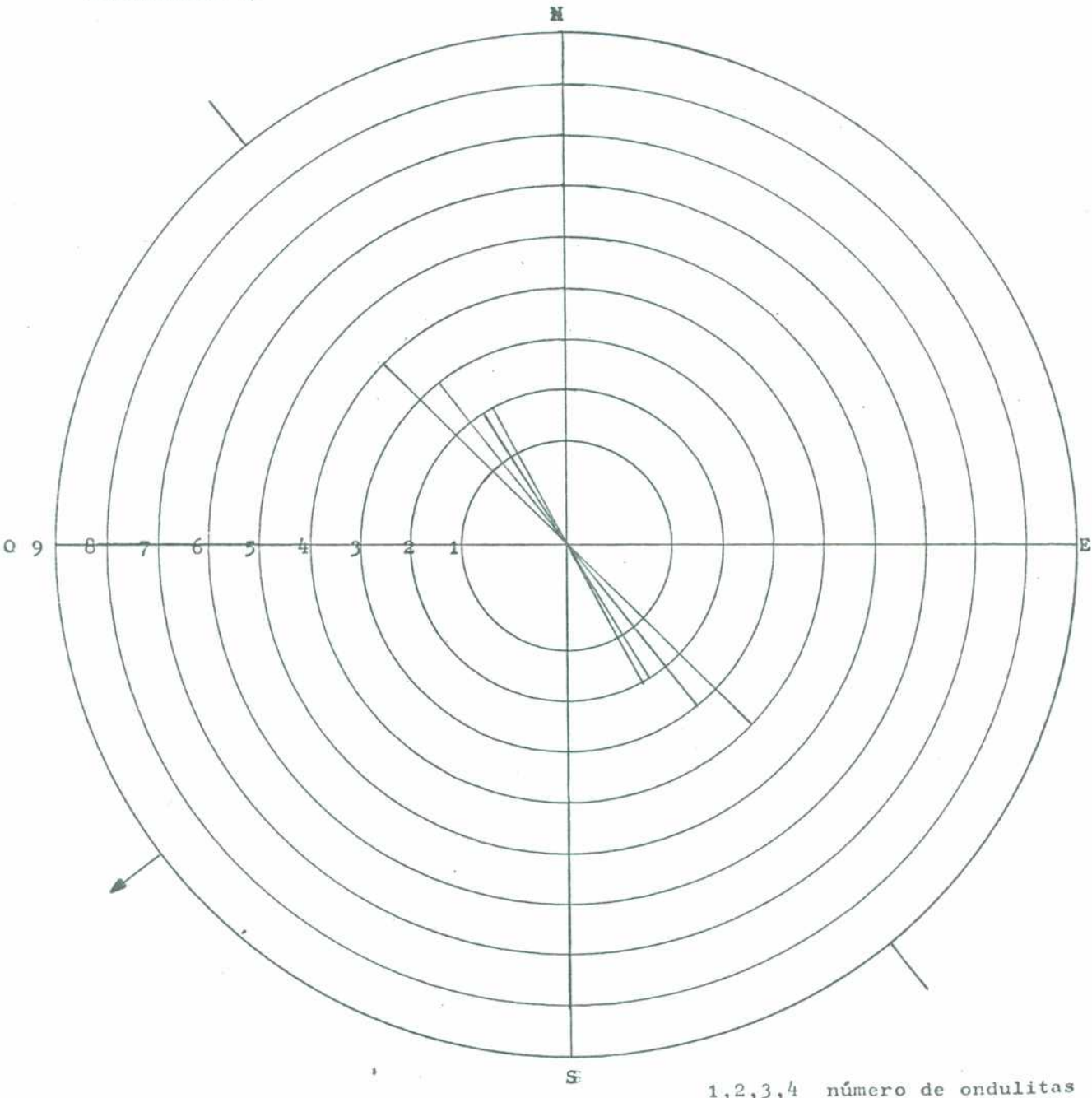
Localidad 3



1,2,3,4 número de ondulitas



Localidad 4



1,2,3,4 número de ondulitas



### 2.3.7. Modelo sedimentario

Las características de las diferentes facies sedimentarias, junto con su arreglo lateral y vertical, posibilitan la confección de un modelo deposicional.

Las secuencias conglomerádicas basales (facies 1) aparecen relacionadas en forma lateral y vertical con pelitas con clastos dispersos, diamictitas gruesas (paraconglomerados) y areniscas y pelitas alternantes (facies 2), constituyendo una asociación típica de conglomerados resedimentados. Además de su asociación con las litologías mencionadas, lo cual por otro lado constituye el factor fundamental para discernir entre este tipo de conglomerados de los de origen fluvial (Walker, 1978), existen ciertas características texturales típicas de los conglomerados asociados con secuencias turbidíticas. Estas características se resumen en la presencia de conglomerados con gradación inversa, desorganizados y con gradación normal, según el esquema propuesto por Walker (1975a, 1976, 1977). Los depósitos conglomerádicos de la facies 1 corresponden a la facies A de Walker y Mutti (1973) y de Mutti y Ricci Luchi (1975).

Asociados con estos depósitos se presentan las rocas de la facies 2 que consisten en diamictitas gruesas y pelitas con clastos correspondientes a flujos de detritos y a otros procesos de flujo gravitatorio, junto con bancos de areniscas y pelitas alternantes consideradas como turbiditas "clásicas" con secuencias  $T_{a-e}$  y  $T_{b-e}$ , siguiendo el esquema de Bouma (1962). Estos últimos depósitos son interpretados como facies de intercanal de tipo proximal. La

presencia de las secuencias basales  $T_a$  en muchas de estas turbiditas las diferencia de las facies de intercanal más distales las cuales en general carecen de estos sectores basales más gruesos (Nelson y Kulm, 1973). Estas turbiditas "clásicas" corresponden a la facies C de Walker y Mutti (1973) y de Mutti y Ricci Luchi (1975); por otro lado las pelitas con clastos y diamictitas gruesas corresponden a la facies F de los mismos autores. Pelitas negras laminadas acompañan a las turbiditas y son interpretadas como producto de sedimentación hemipelágica similares a las descritas por Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci Luchi (1975) como facies G.

Las rocas de la facies 3 pueden considerarse como depositadas en condiciones litorales. Los depósitos de la facies 3 tienen una ubicación transicional con respecto a las rocas infrayacentes de conglomerados resedimentados, flujos de detritos y turbiditas de las facies 1 y 2, y a las rocas de la facies 6 de origen infralitoral.

Salvo pulsos que indican avances y retrocesos de relativa importancia con respecto a la línea de costa, debe remarcar-se que la tendencia general es la de un pasaje transicional desde facies turbidíticas basales a facies litorales cuspidales. Este tipo de transición ha sido ya señalado para diversas comarcas y épocas del mundo por diversos autores (Walker, 1966; Kamp et al., 1974; Graham, 1982).

El arreglo vertical de las facies 1 y 2 muestran cierto desorden con respecto a esquemas teóricos de progradación turbidítica con tasas de sedimentación constantes (Walker, 1978). Este desajuste entre el esquema real y el teórico se debe a la presencia de factores importantes que han

modificado las tasas de sedimentación y que se reflejan aún en la secuencia toda, dado que si bien existe una tendencia general de somerización, existen intercalaciones que evidencian fluctuaciones dentro de esta tendencia general. Un fenómeno de importancia como la glaciación, cuyas evidencias son indudables en zonas cercanas y contemporáneamente con la sedimentación que dió origen a la F.Majaditas, podría ser el regulador quizá más importante de este proceso.

## 2.4. Formación Leoncito(Baldis, 1965)

### 2.4.1. Ubicación del área

La Formación Leoncito(Baldis, 1965) aflora a 50 m al E del casco de la Estancia Leoncito, en la margen S del Arroyo Cabeceras; al O del Cerro Leoncito y en el extremo S del Cordón de la Ciénaga del Medio(fig.2.1.). Los afloramientos estudiados son los que se ubican al E del casco de la Estancia Leoncito, cercanos al Observatorio Félix Aguilar de la Universidad Nacional de San Juan<sup>1</sup>, y el ubicado sobre la misma margen S del Arroyo Cabeceras, pero más hacia el E.<sup>2</sup> Este último afloramiento figura en el mapa realizado por Marchese(1964) y en el trabajo de Amos y Marchese(1965).

### 2.4.2. Trabajos anteriores

Varios trabajos con diversos enfoques se han encarado tales como el de Keidel y Harrington(1938), los cuales mencionan los afloramientos de la F.Leoncito como los portadores de tillitas como así el descubrimiento de fósiles marinos. Amos y Rolleri(1965) describieron la F.Leoncito dentro de un trabajo de mayor alcance referente a las secuencias carbónicas aflorantes en el valle Calingasta-Uspallata. Por otro lado, Baldis(1965), Fernández Garrasino(1964) y Marchese(1964) describieron las litologías predominantes de la unidad y diversos rasgos estructurales de la zona. Amos y Marchese(1965) dieron a conocer una interpretación estructural diferente de la zona donde aflora la F.Leoncito (sección del potrero o perfil B). Posteriormente, Frakes, Amos y Crowell(1969); Frakes y Crowell(1969) y Amos y López Gamundi(1981c) se refirieron a la unidad mencionada

<sup>1</sup> Perfil B

<sup>2</sup> Perfil A

al estudiar las diamictitas en relación con la glaciación del Paleozoico superior.

#### 2.4.3. Geología regional y estructura

Las secuencias estudiadas aparecen regionalmente en discordancia angular sobre el llamado "Pretilítico" (Zöllner, 1950). La F. Leoncito aparece en el perfil A aislada y con techo desconocido; y en el perfil B aparece en contacto con las denominadas Areniscas amarillentas del Grupo Ciénaga del Medio. Du Toit(1927), Heim(1945) y Zöllner(1950) consideraron que este contacto era de discordancia angular; Keidel(1949) concluyó que el mismo contacto era de tipo tectónico aunque entre dos unidades de edad carbónica. Posteriormente Amos y Marchese(1965) redefinieron este contacto como un sobrecorrimiento o fallamiento inverso de tal manera que la unidad más antigua (Areniscas amarillentas), topográficamente más alta, monta sobre la secuencia carbónica de la F. Leoncito.

#### 2.4.4. Metodología utilizada

Se realizaron dos perfiles en los lugares mencionados anteriormente; describiéndose las características principales de las rocas. Como los depósitos estudiados son en general diamictíticos, se ha puesto especial énfasis en el carácter matriz-sostén o clasto-sostén de las rocas, sus relaciones matriz/clastos, presencia de intercalaciones arenosas y desarrollo de estratificación.

#### 2.4.5. Facies sedimentarias

Dentro de los perfiles estudiados se han reconocido diversas

variedades diamictíticas las cuales serán descritas cuando se traten los perfiles en cuestión.

Se denomina perfil A al de mayor espesor, el cual llega aproximadamente a 100 m de espesor. En él se ha reconocido como litología predominante la diamictita gris verdosa sin estratificación, con matriz fina y clastos muy dispersos (10-20% de clastos con respecto a matriz) sin orientación preferencial. Los tamaños de los clastos llegan en la base a 20 cm, pero en los tramos superiores se han reconocido clastos de hasta 70 cm. Se ha clasificado a la diamictita como una fangolita guijarrosa, de acuerdo con la clasificación de Folk (1954). Las diamictitas constituyen la facies 1, predominante en el perfil A (fotografía 2.8.). Se intercalan niveles macizos de diamictitas de 35 a 50 cm de espesor que se diferencian de las que rodean a estos cuerpos por poseer mayor concentración de clastos (40%) y contactos netos e irregulares.

En niveles estratigráficos superiores se ha podido observar la presencia de cuerpos aproximadamente equidimensionales (1,1 x 1 m) de diamictitas con matriz arenosa-pelítica con clastos de 3 a 8 cm con 30% de clastos. Estos cuerpos tienen contactos irregulares y son similares a los antes descritos (fotografía 2.8.).

Varios niveles lenticulares de areniscas conglomerádicas grises, mal seleccionadas, aparecen replegados y algunos forman paraclastos al separarse en fragmentos (fotografía 2.9.). Los espesores de estos bancos varían entre 10 y 15 cm. Estos cuerpos de areniscas conglomerádicas aparecen frecuentemente a lo largo del perfil. Los clastos son de cuarzo, rocas sedimentarias (areniscas y variedades más finas), metamórficas



Fotografía 2.8. Cuerpos diamictíticos de matriz arenosa-pelítica con contactos irregulares y diamictitas verdes grisáceas de la facies 1. Perfil A.



Fotografía 2.9. Bancos de areniscas conglomerádicas intercaladas entre diamictitas de la facies 1. Obsérvese la fragmentación de los bancos y formación de paraclastos. Perfil A.



(micacitas) y plutónicas(granitos), en sentido decreciente de abundancia. Generalmente los clastos son redondeados, aunque los de menor tamaño son subangulosos. Entremezclados, aparecen "diques" de diamictita gris clara con mayor concentración de clastos y matriz más gruesa con respecto a la diamictita fangolítica predominante a lo largo del perfil. El espesor individual de estos cuerpos menores es de 10 a 15 cm.

Los niveles con concentraciones mayores de clastos y con matriz más gruesa forman cuerpos lentiformes(espesor máximo de 2 m, extensión lateral de 10 a 15 m) con acentuado adelgazamiento hacia los costados y encontrándose masas dispersas hacia los bordes. Hacia el tope del perfil, la secuencia diamictítica aparece con mayor desarrollo de estratificación, comenzándose a diferenciar bancos de hasta 50 cm de diamictita arenosa con contactos netos; en algunos de esos contactos se han detectado pequeños calcos de carga.

El perfil B (fig.2.24.) comienza con un conjunto de pelitas (limolitas y arcilitas) con escasas areniscas finas de colores grises verdosos medios agrupados en bancos con contactos netos. Las pelitas poseen laminación y se han reconocido dentro de los estratos secuencias granocrecientes que gradúan desde fangolita fina a fangolita gruesa-arenisca fina.

Sobre este conjunto se ubica una secuencia continua de areniscas gruesas y ortoconglomerados, con escasos paraconglomerados(diamictitas gruesas). Este conjunto se apoya sobre las pelitas anteriormente descriptas con contacto erosivo leve. Los ortoconglomerados son macizos, de aspecto caótico, con abundantes clastos y agrupados en bancos del orden del metro con intercalaciones lentiformes de areniscas gruesas.

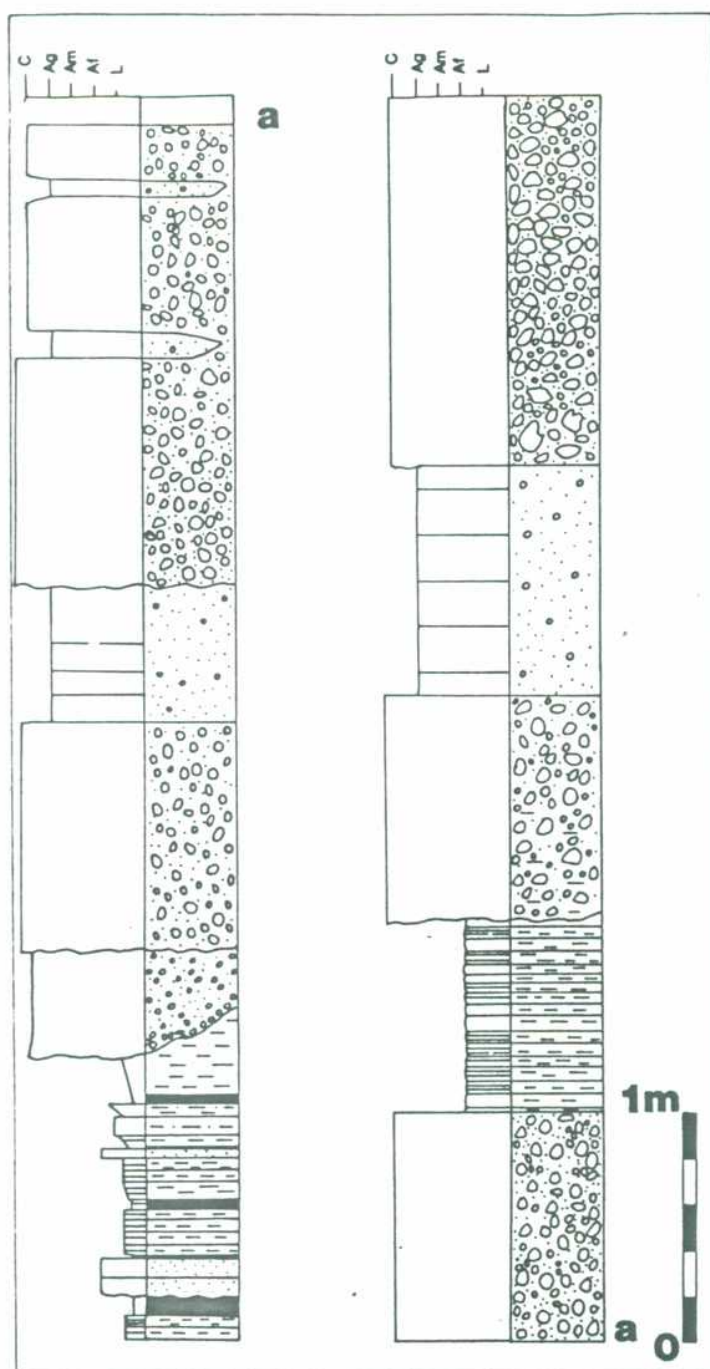


Fig.2.24. Perfil B de la F. Leoncito.

Algunos de los bancos de areniscas gruesas poseen abundantes clastos de pelitas. Esta característica es más común en los bancos que suprayacen a secuencias pelíticas(fotografía 2.9.).



Fotografía 2.9. Banco de arenisca conglomerádica con clastos de pelitas. Perfil B.

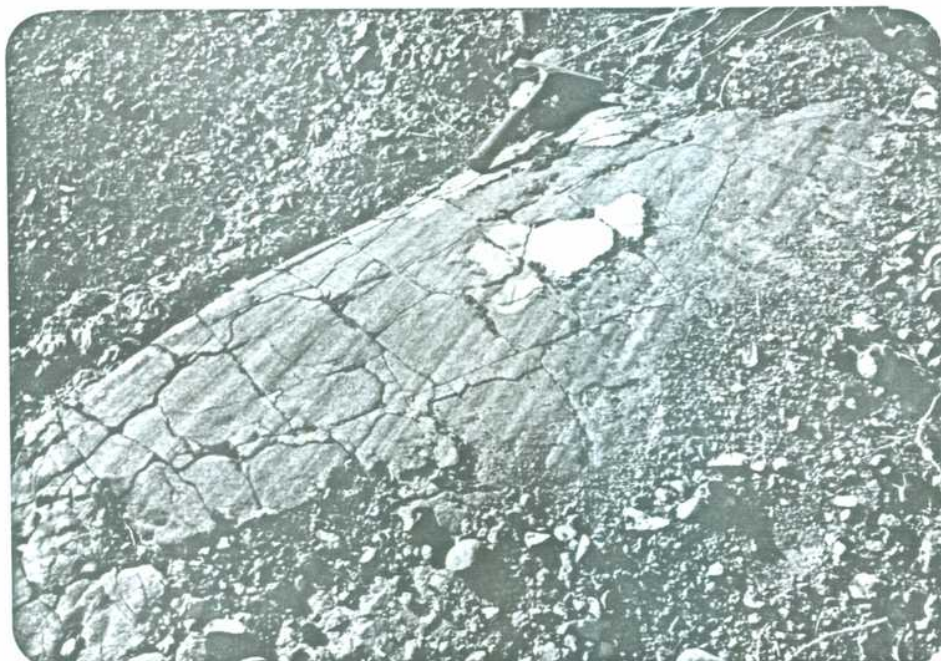
Hacia la parte superior del perfil es notable la abundancia de clastos mayores de 15 cm; se ha verificado el aumento de tamaño de clasto mayor, el que pasa de 10 cm a 60 cm.

En el contacto entre el último banco arenoso y el conglomerado suprayacente se han encontrado superficies estriadas de dudoso origen. Ya Frakes, Amos y Crowell(1969), y anteriormente Fossa-Mancini(1943) han insinuado la posibilidad de que algunas superficies estriadas como las descritas por Keidel y Harrington(1938) sean en realidad superficies



de fallamiento y las estrías de origen tectónico. En este caso se han diferenciado dos tipos de superficies estriadas:

1) superficies con estrías con marcado diseño paralelo y regular. Las estrías poseen gran persistencia en su longitud. Estas superficies se ubican sobre planos de estratificación y aparecen cubiertas parcialmente por una fina capa de calcita (2-3 mm). Se las considera "slickensides", producto de deslizamientos de origen tectónico (fotografía 2.10.).



Fotografía 2.10. Superficie estriada del tipo 1, donde se observa el diseño paralelo de las estrías, su distribución regular y finas capas de calcita. Perfil B.

2) superficies con estrías de diseño subparalelo y con distribución areal irregular. Las estrías tienen poca persis-

tencia longitudinal y están orientadas aproximadamente E-O. Su origen es incierto (fotografía 2.11.).



Fotografía 2.11. Superficie estriada del tipo 2. Las fracturas que cruzan diagonalmente la fotografía son diaclasas. Perfil B.

## 2.5. Formación Ansilta(Harrington, 1971)

### 2.5.1. Ubicación del área

La Formación Ansilta aflora en el NO del Cordón del Naranjo y al O de la Sierra de Ansilta, en el sector oriental del valle Calingasta-Uspallata(fig.2.1.). Los afloramientos estudiados corresponden al extremo N del Cordón del Naranjo, en la zona tipo.

### 2.5.2. Trabajos anteriores

Harrington(1971) caracterizó a la unidad dentro de la descripción de la Hoja Ramblón. Por otro lado, Csaky(1963), en ocasión de realizar su trabajo final de Licenciatura, mapeó la zona del Cordón del Naranjo y definió las relaciones estratigráficas y rasgos estructurales del área. Amos y Rolleri(1965) subdividieron litológicamente a la unidad y mencionan la presencia de fósiles de invertebrados marinos.

Amos y López Gamundi(1981a,c) han revisado las secciones diastrótficas de la Formación.

### 2.5.3. Geología regional y estructura

La F.Ansilta apoya discordantemente sobre la F.Cabeceras del Paleozoico inferior , la cual corresponde regionalmente al denominado "Pretilítico" de Zöllner(1950). El Cordón del Naranjo,y su continuación la Sierra de Ansilta, forma una estructura sinclinal con eje de rumbo aproximado N-S de tal manera que,al realizarse los estudios sobre el flanco O, la sucesión carbónica aparece inclinada hacia el E formando una estructura relativamente simple, cruzada

por algunas fallas oblicuas al eje del sinclinal. Estas fallas son de poco rechazo y rápido reconocimiento en el campo.

Amos y Rolleri(1965) consideraron a la F.Ansilta correlacionable con la F.Mono Verde(Grupo San Eduardo) y de edad carbónica superior debido a la presencia de Quadranetes sp. hallado por Csaky(1963) cerca del Arroyo de las Cabeceras. Amos(1981) considera a la parte inferior de la F.Ansilta como de edad carbónica superior mientras que la parte superior correspondería al Pérmico inferior.

#### 2.5.4. Metodología utilizada

Se ha realizado un perfil de detalle en escala original 1:100 en la sección tipo de la Formación, estudiando en forma particular los sectores con depósitos diamictíticos. Se han definido las diversas facies sedimentarias en función de sus características principales(litologías predominantes, estructuras sedimentarias, geometría de los cuerpos y fósiles). Posteriormente se han agrupado a las diferentes facies en asociaciones faciales que facilitaron la confección de un modelo sedimentario.

#### 2.5.5. Análisis litoestratigráfico

Amos y Rolleri(1965) han subdividido litológicamente en tres partes o secciones a la F.Ansilta de la siguiente manera:

sección superior: areniscas macizas finas intercaladas con cuarcitas moteadas gris verdosas y lutitas verdes...400 m

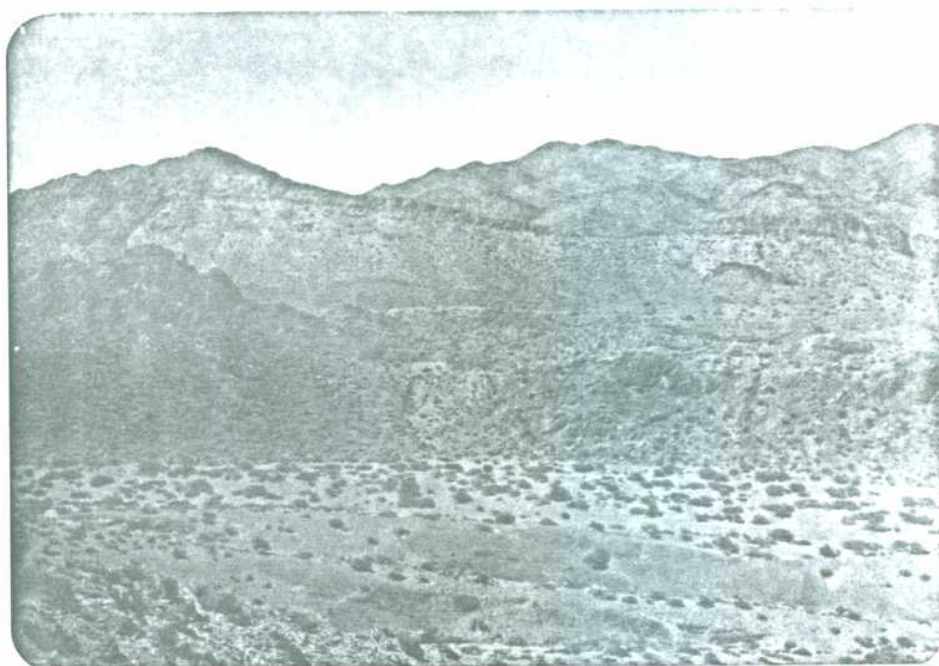


sección media: lutitas y limolitas verdes estratificadas con areniscas cuarcíticas y lentes conglomerádicas.....200m

sección inferior: areniscas moradas en bancos gruesos con intercalaciones conglomerádicas.....150m

Total.....750m

De toda la formación, ha sido estudiada su parte basal en un perfil de 300m aproximadamente que incluye la sección inferior y parte de la media. Este perfil incluye los niveles diamictíticos de la formación(fotografía 2.12.).



Fotografía 2.12. Vista general de la F.Ansilta desde el O hacia el E. La parte más cercana(sector inferior de la fotografía) representa los términos basales de la unidad; hacia la parte central de la imagen aparecen rocas de la sección media(pelitas verdosas con intercalaciones conglomerádicas topográficamente más altas). Hacia el E, en las serranías más altas, afloran lutitas verdes(ladera) y areniscas(hacia la cima) de la sección superior.

#### 2.5.6. Facies sedimentarias

Se han definido cuatro facies sedimentarias, cuyas características principales pueden ser observadas en la figura 2.25.

Las cuatro facies son:

Facies 1: facies de pelitas y areniscas finas alternantes

Facies 2: facies de areniscas medias macizas y guijosas

Facies 3: facies de ortoconglomerados

Facies 4: facies de diamictitas(fangolitas guijarrosas)

#### Descripción e interpretación de las facies

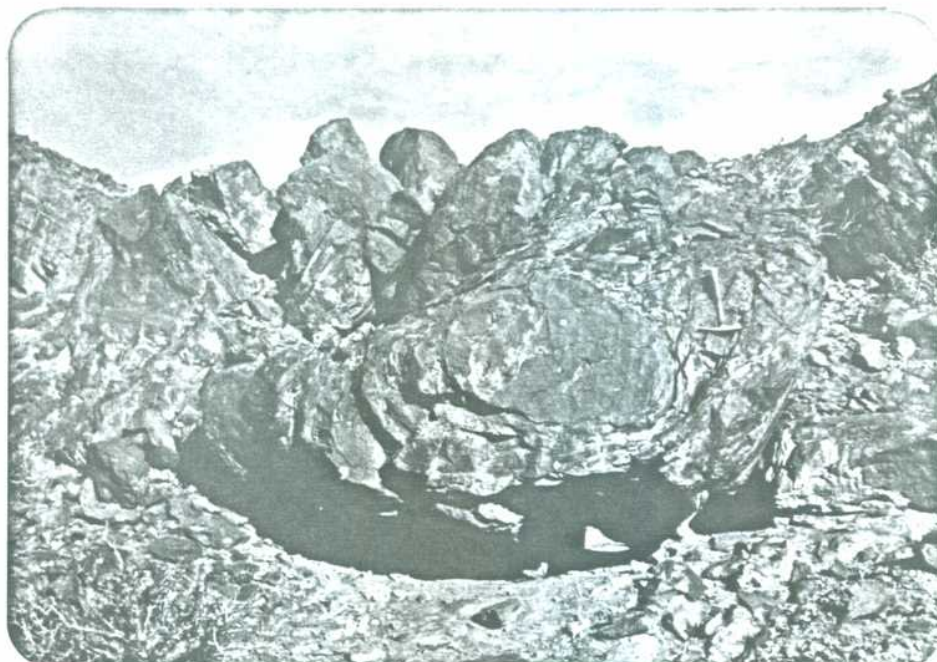
Facies 1: facies de pelitas y areniscas alternantes

##### Descripción

Esta facies está compuesta por pelitas, en general arcilitas, verdes grisáceas oscuras, bien estratificadas, y areniscas finas y medias gradadas. Esporádicamente aparecen niveles lentiformes calcáreos de espesores reducidos(10 cm). Dentro de las pelitas son relativamente abundantes las limolitas verdes, bien estratificadas, que se intercalan con areniscas verdes macizas o con grosera estratificación plana en la parte superior de los bancos.

En varios tramos del perfil se observan pelitas con clastos dispersos; estos depósitos pasan transicionalmente a pelitas hacia arriba, para finalmente intercalarse con bancos de 0,4 a 0,5 m de espesor de areniscas gradadas(arenisca media en la base, arenisca fina en el techo) con calcos de carga en su base y escasos turboglifos. Estos últimos aparecen asociados a estratificación convoluta en el tercio inferior de cada banco arenoso. La secuencia pelitas-areniscas gradadas se hace claramente estrato y granocreciente culminando con niveles de

de arenisca conglomerádica de espesor entre 5 y 6m con base deformada por carga(nivel de 245m en el perfil de la fig.2.25. y fotografía 2.13.). Las principales secuencias estrato y granocrecientes se encuentran entre los 150 y 156m y entre los 235 y 245m.



Fotografía 2.13. Fenómenos de carga en bancos de areniscas conglomerádicas suprayacentes a secuencias pelíticas(nivel de 245m).

#### Interpretación

La abundancia de material pelítico y el buen desarrollo de estratificación fina en los depósitos de esta facies sugieren que los mismos se han acumulado en condiciones de sedimentación en aguas tranquilas por suspensión del material fino. Algunas de las secuencias de pelitas y areniscas alternantes pueden ser interpretadas en términos del ciclo



# FORMACION ANSILTA

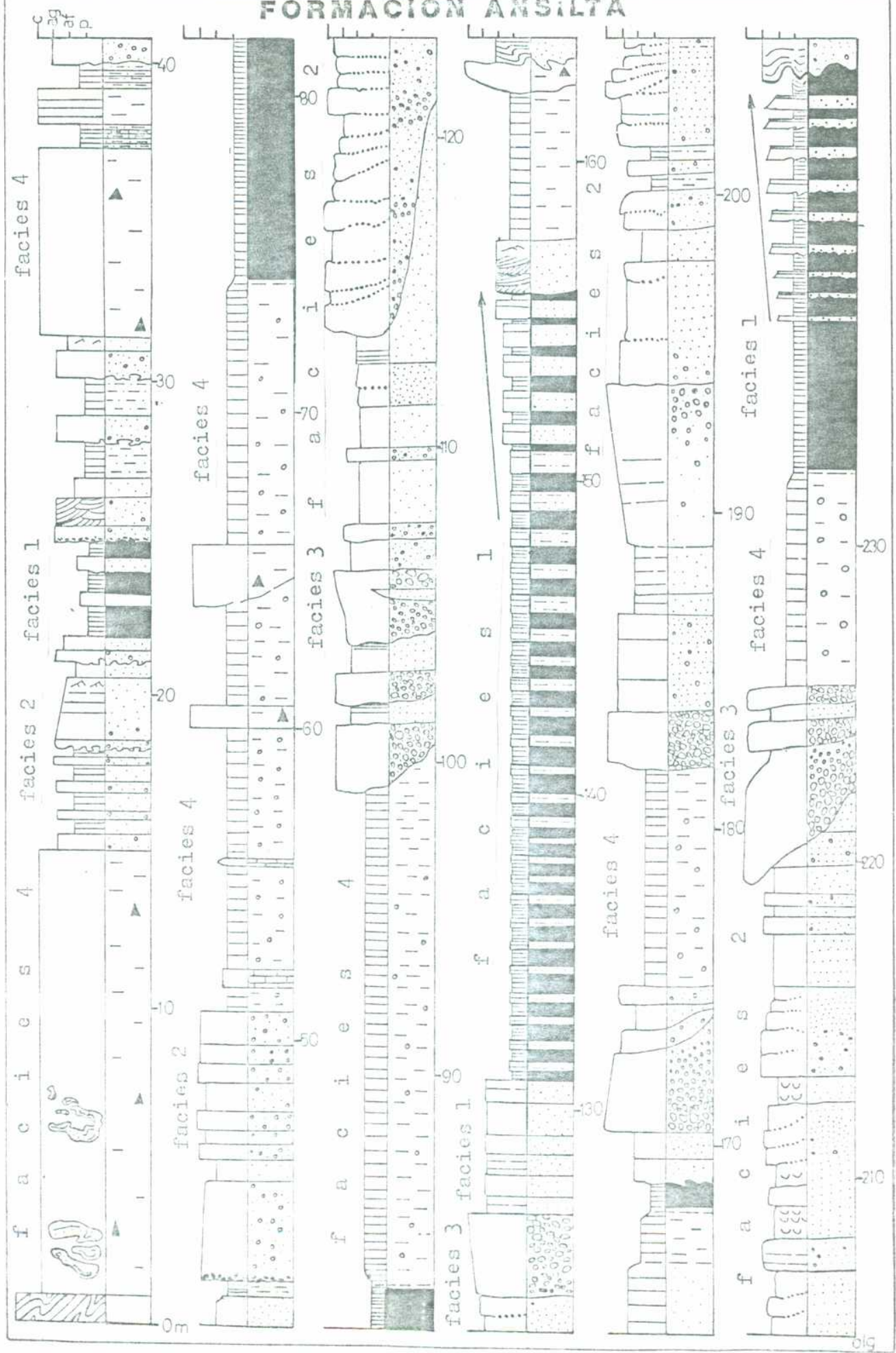


Fig. 2.25.

de Bouma(1962) como términos  $T_{c-e}$  o  $T_{b-e}$  . Las pelitas con clastos no presentan estructuras de impacto("dropstones") y aparecen en una ubicación transicional entre diamictitas de la facies 4 y pelitas; esta ubicación reafirma fuertemente la posibilidad de que estos depósitos sean depósitos distales de flujos de detritos que gradan a sedimentitas depositadas en ambientes de aguas tranquilas.

Facies 2: facies de areniscas medias macizas y guijosas

#### Descripción

Las rocas de esta facies corresponden a depósitos tanto lentiformes como tabulares de areniscas medias y gruesas agrupadas en bancos de espesor de 0,5 a 2m, en general amalgamados, con escasas intercalaciones limosas. Las estructuras sedimentarias presentes son la estratificación plana, escasos niveles ondulíticos( en su mayoría ubicados en el techo de algunos bancos) y la estructura en plato(nivel 207-203m). En algunos niveles aparece estratificación entrecruzada en artesa de pequeña escala con "sets" de 7-8cm.

Cabe aclarar, sin embargo, que los bancos son mayormente macizos y sus contactos son difíciles de definir debido al amalgamiento(contacto punteado en el perfil de la figura 2.25.); en efecto se ha verificado el amalgamiento de bancos de areniscas medias y guijosas con contactos irregulares.

#### Interpretación

Ciertas estructuras sedimentarias presentes como la estratificación plana, entrecruzada y ondulitas confirman la par-

ticipación de corrientes tractivas en la deposición de las rocas de esta facies. Además se puede afirmar que existieron variaciones en el régimen de flujo ya que la estratificación plana en areniscas medias y gruesas responde a condiciones de régimen alto de flujo, mientras que la estratificación entrecruzada y los niveles ondulíticos son originados en condiciones de régimen bajo.

Por otro lado, la estructura en plato es típica de depósitos originados por flujos gravitatorios del tipo flujo fluidizado ("fluidized flow" de Middleton y Hampton, 1973). Estos depósitos tienen como mecanismo de soporte del material el de flujo intergranular.

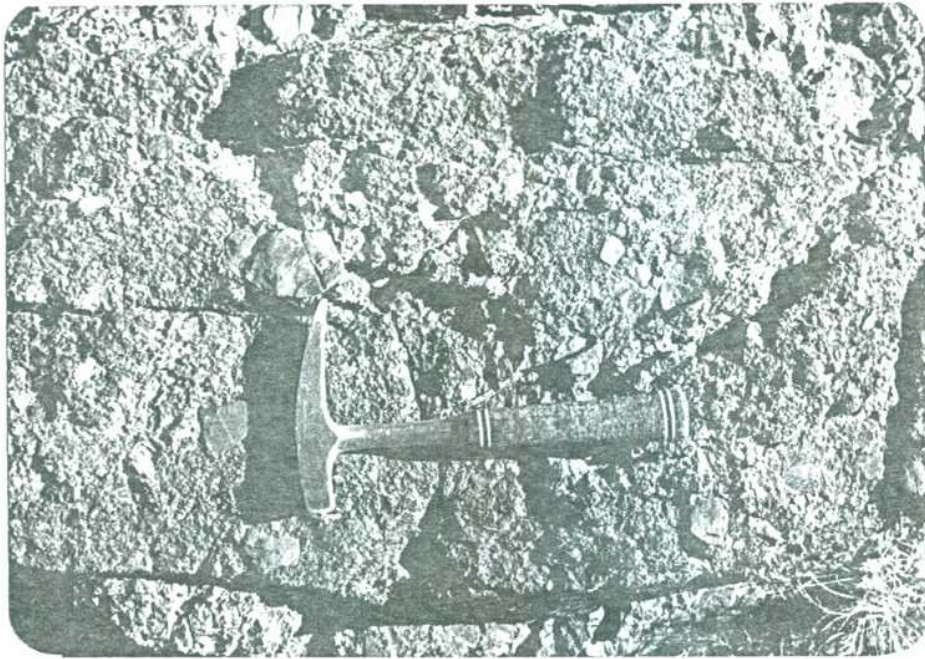
Se concluye por lo tanto que las rocas de esta facies tienen características de depósitos tractivos y otros de flujos gravitatorios.

### Facies 3: facies de ortoconglomerados

#### Descripción

Esta facies esta representada por lentes conglomerádicos con matriz arenosa y abundantes clastos(clasto-sostén) de hasta 50cm con intercalaciones menores de areniscas gruesas macizas similares a los depósitos de la facies 2. En la base de algunos conglomerados finos se han observado abundantes paraclastos de pelitas(fotografía 2.15.).

A lo largo del perfil se pueden reconocer las variedades de conglomerados desorganizados, los más abundantes, y escasos conglomerados gradados inversamente(104-106m) y gradados normalmente(171-174m).



Fotografía 2.15. Base de banco de conglomerado fino de la facies 3 con abundantes clastos intraformacionales de pelitas.

#### Interpretación

La asociación de estos conglomerados con secuencias turbidíticas y sus características texturales sugieren su ubicación dentro del grupo de conglomerados resedimentados propuesto por Walker(1975a,1977). Dentro de este grupo han sido reconocidas las variedades desorganizadas, gradadas normalmente e inversamente.

Dentro de la clasificación de flujos gravitatorios de Middleton y Hampton(1973), estos depósitos pueden haber sido originados en flujos granulares y fluidizados, con mecanismo de soporte de material de interacción de granos y flujo intergranular respectivamente.



Facies 4: facies de diamictitas(fangolitas guijarrosas)

#### Descripción

Las diamictitas corresponden a fangolitas guijarrosas de color verde oscuro a medio con porcentajes de clastos bajos(entre 10 y 25%) y matriz pelítica(fotografía 2.16.)



Fotografía 2.16. Aspecto general de las fangolitas guijarrosas de la facies 4(nivel 60m).

En algunos sectores, considerando la variación de la relación clastos/matriz(C/M), puede considerarse a estas diamictitas como paraconglomerados, considerando como tales a las variedades gruesas de las diamictitas, según la clasificación de Spalletti(1980). El desarrollo de estratificación es pobre a nulo y los bancos poseen geometría tabular. Se han reconocido masas de arena media estratificada de color ocre. En la base se observan fenómenos de carga. Las dimensiones de estas masas varían entre 1,5 y 2m ; poseen bor-

des redondeados y con penetración de material diamictítico dentro del material arenoso. En algunos sectores se ha podido constatar la formación de paraclastos de 25 a 50 cm de areniscas. Los contactos entre los litosomas diamictíticos y otros cuerpos son de carácter neto generalmente.

#### Interpretación

La falta de selección y estratificación hacen considerar a estos depósitos diamictíticos como productos de flujo de detritos en facies proximal. La presencia de clastos mayores junto con material pelítico sugieren condiciones de alta competencia y baja fluidez. El estado de deformación interna de las masas de areniscas intercaladas corresponde a un estado de flujo plástico consistente con depósitos de flujos de detritos. El mecanismo de soporte es el de resistencia o fuerza de matriz ("matrix strength" de Middleton y Hampton, 1973), característico de rocas con muy baja relación clastos/matriz.

#### 2.5.7. Asociaciones faciales y modelo sedimentario

Las facies propuestas se distribuyen en el perfil realizado según asociaciones faciales características de ambientes con predominio de corrientes de turbidez, flujos gravitatorios y sedimentación marina en zonas tranquilas. La anterior definición será justificada por la interpretación paleoambiental de cada una de las facies y de las asociaciones faciales. Considerando la abundancia de litologías, puede decirse que la sedimentación predominante es la que corresponde a la facies 1 con pelitas finamente estratificadas correspondientes a sedimentación hemipelágica,

asociadas, en transición tanto vertical como lateral, con turbiditas "clásicas"  $T_{c-e}$  y  $T_{b-e}$ , según el esquema de Bouma(1962). Estas secuencias turbidíticas forman ciclos estrato y granocrecientes que culminan en paleocanales arenosos o conglomerádicos de las facies 2 o 3 respectivamente. Las pelitas con clastos aparecen en forma transicional asociadas a diamictitas de la facies 4 y a pelitas hemipelágicas; se consideran como términos distales de flujos de detritos.

Los depósitos de las facies 1 y 4 son interrumpidos por paleocanales de conglomerados en general desorganizados internamente pero con algunos inversamente o normalmente gradados que representan diferentes tipos de conglomerados resedimentados. Walker(1975a) sugiere que los modelos de conglomerados con gradación normal, inversa y desorganizados, en contraposición al modelo de gradación-estratificación ("graded-stratified model" de Walker, 1975a) son de carácter más proximal que el modelo nombrado en último término. Las variedades presentes en la facies 3 corresponden a la facies A, subfacies  $A_1$  (desorganizados) y  $A_2$  (organizados) de Walker y Mutti(1973).

Las areniscas medias y guijosas amalgamadas y con estructuras en plato corresponden a la facies B de Walker y Mutti (1973) y de Mutti y Ricci Luchi(1972, 1975), y a la facies de "massive sandstones" y "pebbly sandstones" de Walker(1978). La estructura en plato("dish structure") ha sido discutida por varios autores(Lowe y LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975) y se considera como debida a escapes de fluidos, sugiriendo sedimentación a partir de un flujo fluidi-

zado.

El conjunto litológico entre 196 y 222 m corresponde a complejos anastomosados de lóbulos ubicados en el abanico medio; los conglomerados de la facies 3 son característicos del abanico superior o interior(fig.1.2.).

Las diamictitas de la facies 4 fueron depositadas por flujos de detritos y corresponden a la facies F de Walker y Mutti (1973) y de Mutti y Ricci Luchi(1972, 1975). Sin embargo, su abundancia parecería estar regulada parcialmente por factores externos ya que, en zonas cercanas, semejantes depósitos aparecen directa o indirectamente asociados con fenómenos de glaciación(F.Hoyada Verde). Este último evento, la glaciación, enmascara y modifica sustancialmente la distribución vertical predecible dentro de un complejo de abanico submarino, ya que dificulta la definición de la secuencia de progradación turbidítica(Walker, 1978) de primer orden; sin embargo las secuencias de orden menor como las definidas como estrato y granocrecientes han podido definirse. Estas últimas secuencias son consideradas como típicas de la parte externa del abanico medio por diversos autores(Mutti y Ricci Luchi, 1972, 1975; Walker y Mutti, 1973; Nelson y Nilson, 1974; Walker, 1978; Ghibaudo, 1980), y asociadas a la progradación de lóbulos deposicionales.

Algunos bancos de areniscas finas a medias calcáreas con ondulitas sugieren condiciones de sedimentación en zonas de intercanal cercanas a los canales, correspondientes a albardones. La presencia de lentes de calizas permite inferir que la sección estudiada ha sido depositada por encima de la profundidad de compensación de calcita ("calcite compensa-

tion depth"). Considerando la formación en su totalidad, se verifica el pasaje de depósitos de abanico submarino en la parte inferior a sedimentitas de plataforma de alta energía y ambientes litorales de la parte superior de la unidad. Esta transición parece ser una constante para las secuencias diamictíticas estudiadas en la cuenca Calingasta-Uspallata.

## 2.6. Formación Agua de Jagüel (Amos y Rolleri, 1965)

### 2.6.1. Ubicación del área

La Formación Agua de Jagüel se ubica en el flanco occidental de la Precordillera mendocina (fig. 2.1.). El área de afloramientos estudiados está al N de la ruta nacional N°7, que une Uspallata con la ciudad de Mendoza, por Villavicencio, a unos 3 km hacia el N a partir de la ruta principal (fig. 2.26.).

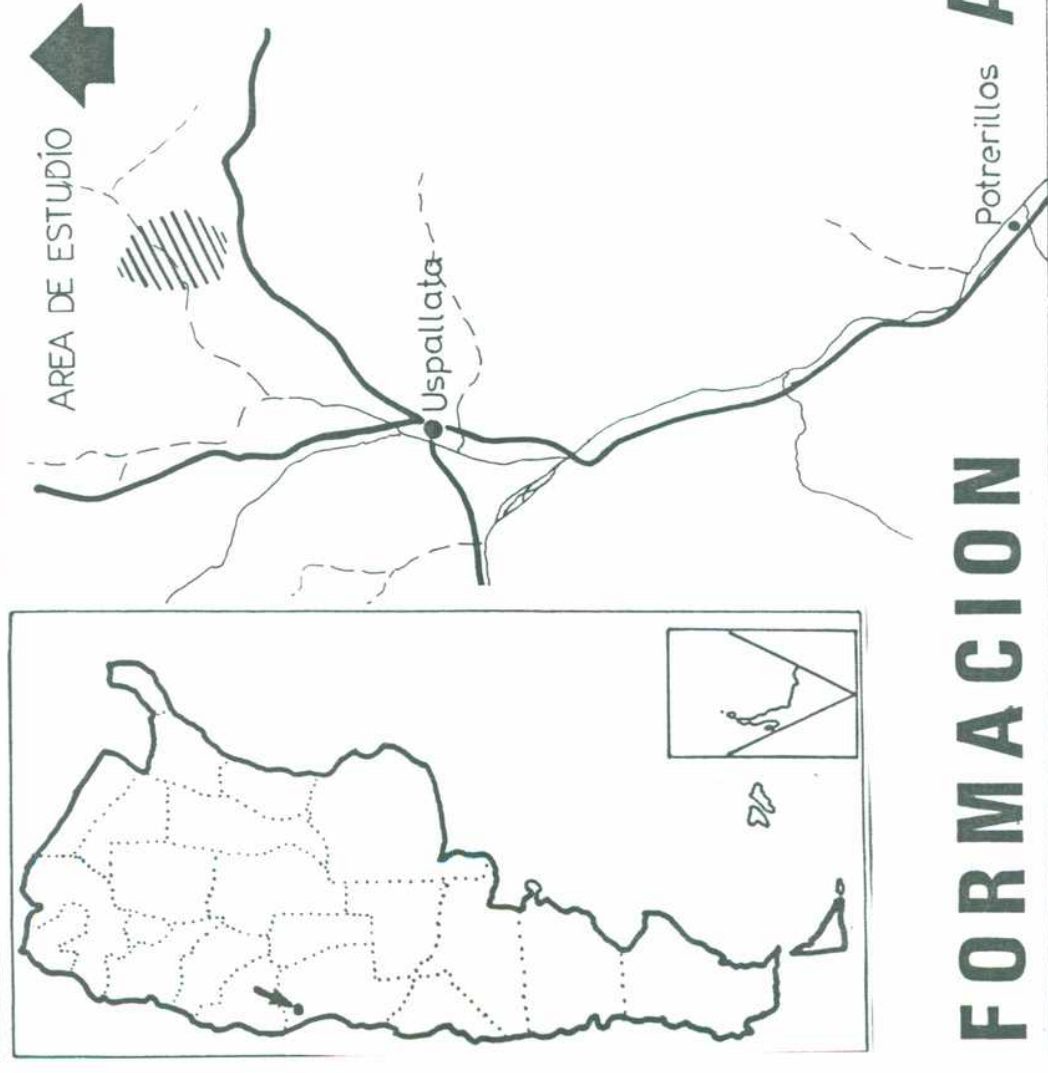
### 2.6.2. Trabajos anteriores

Harrington (1971) ha descripto estos afloramientos dentro de la Hoja Ramblón. Amos y Rolleri (1965) han delimitado las relaciones estratigráficas de la unidad y la han subdividido según criterios litológicos. Frakes, Amos y Crowell (1969) y Amos y López Gamundi (1981a,c) realizaron estudios en las diamictitas de esta formación, al examinar diversos depósitos conectados con el episodio glacial del Paleozoico superior. Desde el punto de vista paleontológico, González (1978) ha estudiado las faunas de invertebrados marinos que se encuentran en las rocas de esta formación.

### 2.6.3. Geología regional y estructura

La F. Agua de Jagüel se ubica en el extremo austral de la provincia geológica de Precordillera. La formación yace discordantemente sobre la F. Villavicencio (Harrington, 1941) y está cubierta por vulcanitas permo-triásicas del Grupo Tigre (Harrington, 1971). La secuencia forma un homoclinal simple buzante al O. Amos y Rolleri (1965) ubican

# MAPAS DE UBICACION



# FORMACION AGUA DE JAGÜEL

Fig.2.26.



a la unidad dentro del Carbónico superior. Posteriormente, Amos(1972) eleva la edad al Pérmico inferior, reubicándola en la zona de Cancrinella. Cabe aclarar que los fósiles hallados se hallan en la parte superior de la formación.

#### 2.6.4. Metodología utilizada

Se han distinguido y elegido dos secciones, sobre las cuales se han realizado dos perfiles de detalle en escala original 1:100. La representación de los perfiles ha seguido los lineamientos dados por Selley(1970a), los cuales se han adoptado por su sencillez y rápida visualización. En la figura 2.27. se han representado las litologías, estructuras sedimentarias y demás referencias correspondientes a los perfiles de las figuras subsiguientes(figuras 2.28. y 2.29.). Se tomó como escala para las dimensiones de la estratificación la propuesta por Ingram(1954). Las rocas de baja selección han sido clasificadas según el criterio de Folk(1954), debido que el mismo se ajusta mejor para esa clase de depósitos.

En particular para las diamictitas gruesas(paraconglomerados), ortoconglomerados y fangolitas con clastos, se ha puesto énfasis en la relación matriz/clastos porcentual ( $M/C \times 100$ ) para definir la calidad de grano o clasto-sostén o matriz-sostén(o esqueleto intacto o quebrantado en el sentido de Pettijohn, 1957) de estas rocas; así cuando se indique un M/C de 70% corresponde a un 30% de clastos y 70% de matriz. El límite entre clastos y matriz se fijó en 0,5 cm.

REFERENCIAS			
LITOLOGIAS		ESTRUCTURAS	
DIAMICTITA ARENOSA		MACIZA	
DIAMICTITA FANGOLITICA		ESTRAT. PLANA	
CONGLOMERADO		FINA	
CONGLOMERADO		MEDIA	
CON CLASTOS DE PELITA		GRUESA	
ARENISCA GUIJOSA		ESTRAT. CRUZADA	
ARENISCA MEDIA		ARTESA	
FANGOLITA CON CLASTOS		TABULAR	
LIMOLITA ARENOSA		CONTACTOS	
CALIZA		NETO PLANO	
LIMOLITA		NETO EROSIVO	
CONCRECIONES		TRANSICIONAL	
ARCILITA		TURBOGLIFOS	
CALCAREAS		ESTRAT. ONDULITICA	
		CLASTOS CAIDOS	
		"SLUMP BALLS"	
		ESTRAT. CONVOLUTA	
		PORC MATRIZ	75%

Fig.2.27.

A partir del análisis de los perfiles se agruparon las rocas en facies, las cuales a su vez se han agrupado nuevamente en asociaciones faciales. Este tipo de descripción lleva implícito el propósito de agrupar a los distintos tipos de rocas en función de su interrelación espacial y genética.

#### 2.6.5. Facies sedimentarias

Las distintas facies han sido definidas en función de sus principales características (litología, estructuras sedimentarias, geometría de los cuerpos, contenido fosilífero); éstas son:

Facies 1: facies de diamictitas arenosas y fangolíticas

Facies 2: facies de pelitas intercaladas con areniscas medias y diamictitas

Facies 3: facies de fangolitas con clastos dispersos

Facies 4: facies de areniscas finas y medianas macizas y areniscas guijosas con estratificación entrecruzada

Facies 1: facies de diamictitas arenosas y fangolíticas

##### Descripción

Esta facies comprende diamictitas arenosas y fangolíticas con intercalaciones conglomerádicas. Desde el punto de vista granulométrico son mayormente paraconglomerados, aunque la disminución pronunciada de la cantidad de clastos mayores en muchos sectores de los depósitos obliga a que se deba clasificar a los mismos como variedades de granulo-

metría menor dentro de las diamictitas (areniscas fango-guijosas o pelitas guijosas o guijarrosas).

La facies está constituida básicamente por dos variedades de rocas diamictíticas: a) con matriz mayormente arenosa y b) con matriz fangolítica.

a) Diamictitas con matriz arenosa

Diamictitas grises verdosas macizas a groseramente estratificadas con una relación M/C alta (90%) con clastos de tamaño promedio de 1-3 cm y tamaño máximo de 15 cm. Los clastos son mayormente de cuarzo lechoso y de areniscas, siendo redondeados a subredondeados y no presentan orientación preferencial. En algunos cuerpos diamictíticos se ubican hacia la base concentraciones relativas de clastos (M/C=70%), las cuales se desdibujan hacia el tope de los cuerpos. También se han reconocido nidos de clastos donde M/C llega a 30%. Los litosomas diamictíticos poseen contactos inferiores irregulares y superiores netos y geometría lentiforme. De acuerdo con la clasificación de Folk (1954), las diamictitas son areniscas fango-guijosas. En aislados sectores, donde la matriz es arenosa gruesa, los clastos llegan a 35 cm. Concentraciones lentiformes de areniscas conglomerádicas (intervalo 8-18 m, perfil B, fig. 2.29.) contienen clastos discoidales a tabulares de rocas esquistosas con fábrica paralela al plano de estratificación. En estas concentraciones el M/C promedio es de 40%, aunque en algunas zonas existe contacto entre los clastos.

b) Diamictitas fangolíticas

Las diamictitas aparecen como rocas grises verdosas oscu-

ras con indicios de estratificación y con M/C que varía entre 80 y 90%. Los clastos aparecen dispersos sin orientación preferencial, aunque en algunos sectores existe fábrica plana, paralela a la superficie mayor de sedimentación. Los clastos llegan a 35 cm. Existen masas de material seleccionado similar a la diamictita fangolítica con contornos deformados y ubicadas preferentemente cercanas (0,4 a 0,5 m) al contacto basal de los cuerpos diamictíticos. Otros cuerpos de areniscas gruesas, de moderada a buena selección, se ubican hacia la base de los depósitos (142-145 m, perfil A, fig.2.28.) y presentan formas asimétricas y penetración mutua del material diamictítico y arenoso. Estos cuerpos tienen la misma composición que las lentes sin deformar que aparecen también dentro de los cuerpos diamictíticos hacia la parte superior. En la base de estos cuerpos se observan clastos irregulares y angulosos de pelitas. Es interesante destacar la transición de las diamictitas fangolíticas a fangolitas con clastos y a pelitas por mejoramiento progresivo de la matriz, desaparición de clastos y mayor desarrollo de estratificación; todo esto es acompañado por cambio de color: de ocre verdoso medio a verde grisáceo oscuro.

Las diamictitas fangolíticas forman cuerpos tabulares, a nivel de afloramiento, a lenticulares a mayor escala, con contactos inferiores levemente ondulados, erosivos (la presencia del conglomerado intraformacional de clastos de pelitas en la base de los cuerpos así lo prueba). Hacia el tope de los cuerpos, se hace mejor el desarrollo de estratificación con intercalaciones limolíticas y pasando a pelitas oscuras de la facies 2.

# FORMACION AGUA DE JAGÜEL

## Perfil A

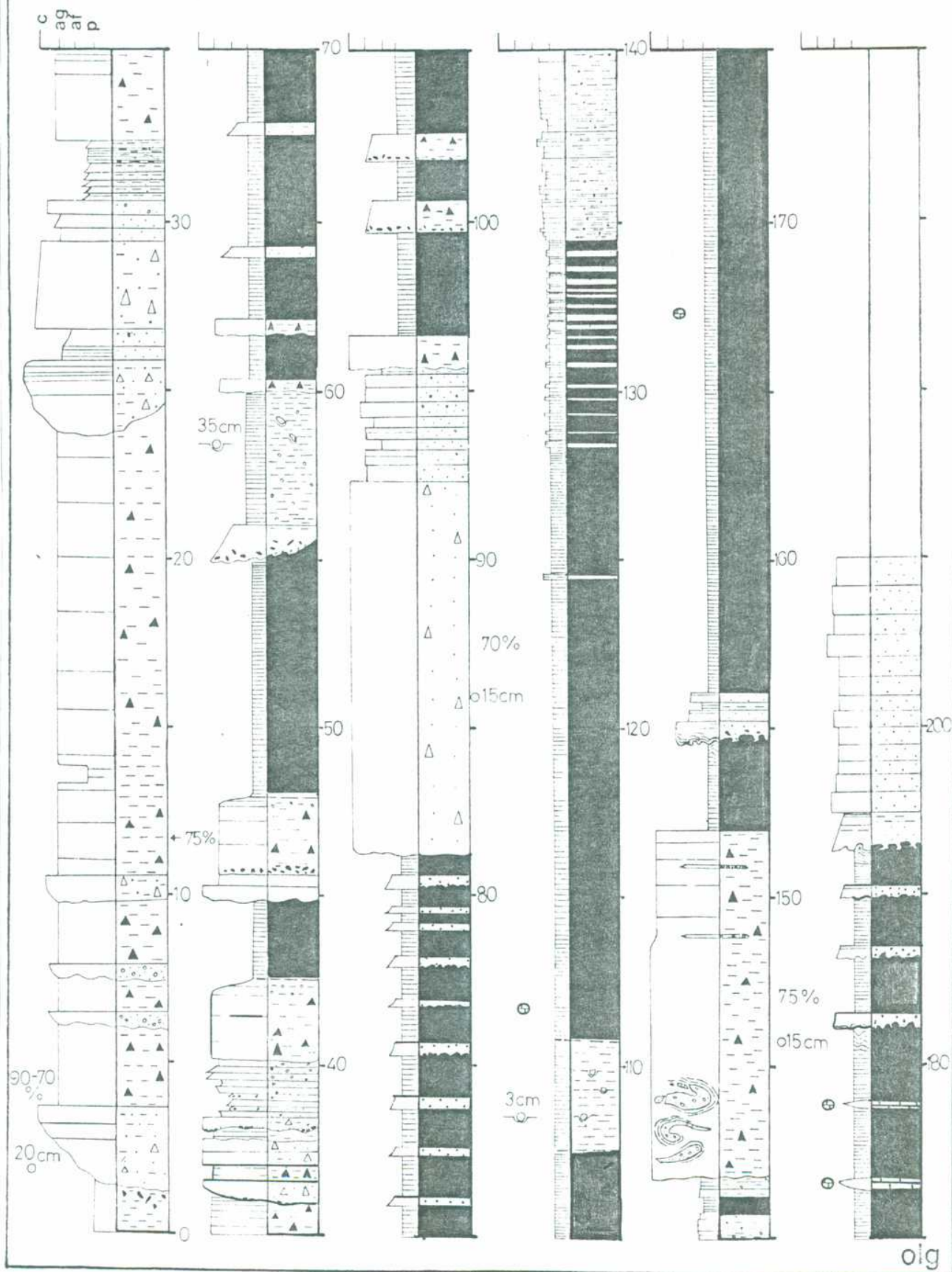


Fig.2.28.



FORMACION AGUA DE JAGÜEL

Perfil B

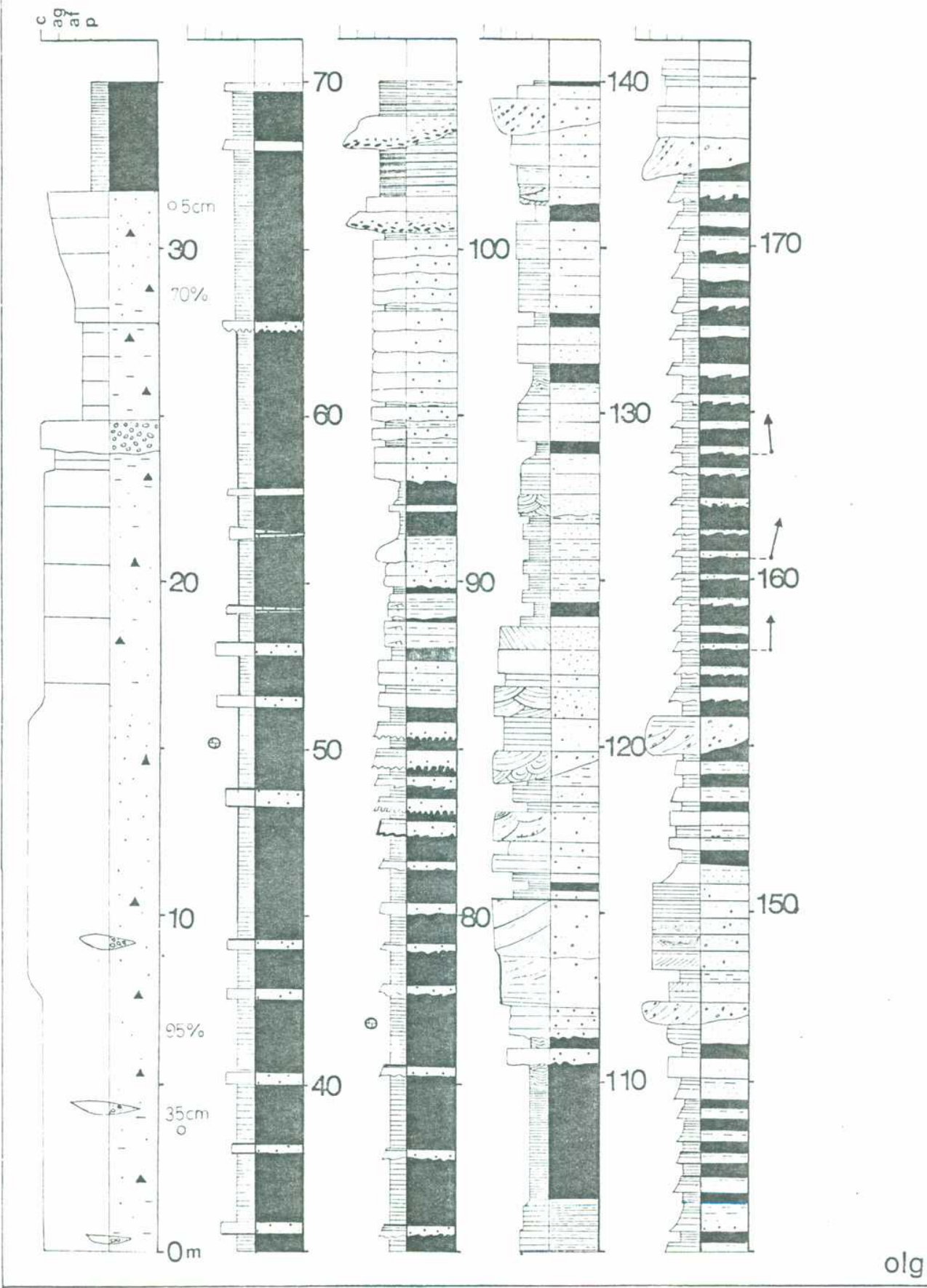


Fig.2.29. Perfil B.



### Interpretación

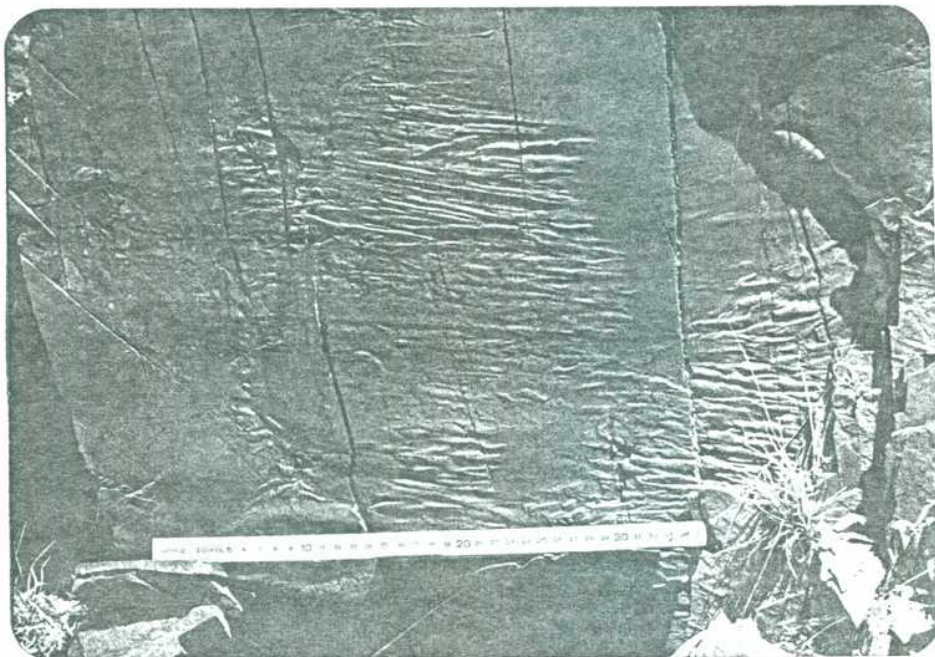
La falta de selección y el amplio espectro granulométrico confirman las condiciones de baja fluidez del agente de sedimentación de las diamictitas. A su vez el mismo tuvo una alta competencia, revelada en la presencia de clastos de hasta 35 cm (base del perfil B, fig.2.29.). Las masas de areniscas deformadas demuestran la plasticidad del medio en el cual se produjo este tipo de deformación pre-diagenética. El efecto levemente erosivo, en contraste con la presencia de clastos mayores, provocado por estos depósitos sugiere la ausencia de corrientes realmente tractivas. La fábrica paralela de algunos clastos reafirma el origen de remoción en masa subácuea de estos depósitos. La presencia de abundante matriz pelítica, sobretudo en las diamictitas fangolíticas, provee un mecanismo de soporte de material del tipo resistencia o fuerza de matriz (Middleton y Hampton, 1973), característico de los flujos de detritos dentro de la familia de flujos gravitatorios.

Facies 2: facies de pelitas intercaladas con areniscas medias y diamictitas

### Descripción

Las rocas de la facies 2 son pelitas (arcilitas) verdes oscuras con estratificación fina y laminación interna, con concreciones calcáreas externamente amarillentas, subesféricas, de dimensiones variables entre 5 y 20 cm; y areniscas medias gradadas, macizas en la base y con estratificación plana hacia el techo. El orden de espesor de los bancos de areniscas es de 20-30 cm. El contacto basal de las

areniscas con las pelitas muestra una gran variedad de marcas subestratales direccionales(fotografía 2.17.), en algunas ocasiones modificadas por carga(fotografía 2.18.)



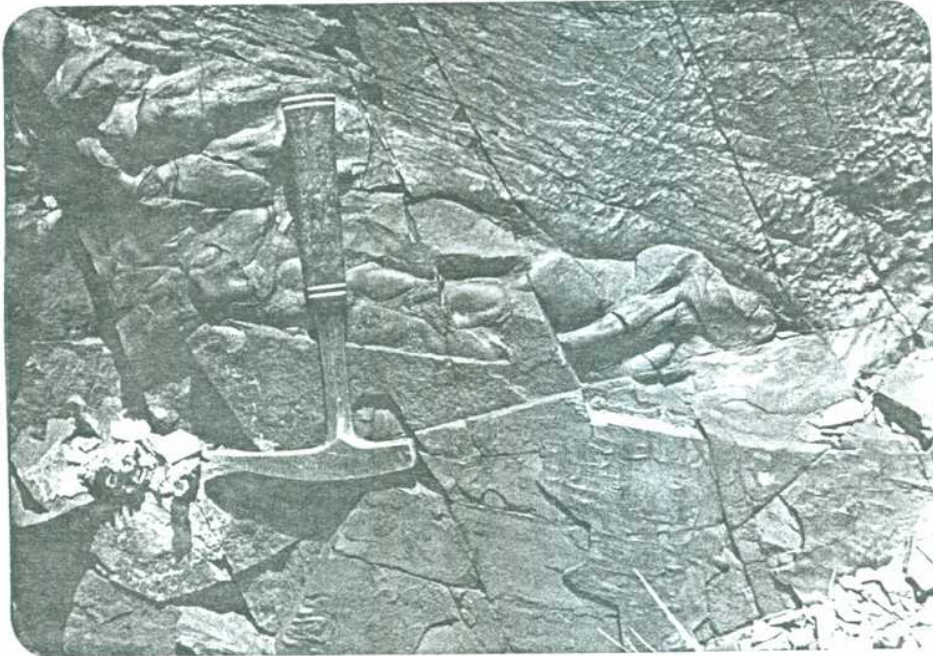
Fotografía 2.17. Marcas subestratales(calcos de flujo) de escaso relieve en la base de banco de arenisca fina; corriente de izquierda a derecha( nivel 155-165 m, perfil B, fig.2.29). Escala: 35 cm.

Se han realizado mediciones de paleocorrientes con una resultante hacia el N( nivel 155-165 m, perfil B, fig.2.29.). Los detalles de las mediciones de paleocorrientes se agrupan en un apartado especial(Paleocorrientes).

Intercaladas entre las pelitas aparecen lentes de 1 a 1,5 m de ancho de diamictitas fangolíticas con paraclastos de pelitas en la base(intervalo 100-105 m, perfil A, fig.2.28;

100-110 m, perfil B, fig.2.29.).

Se ha podido constatar la presencia de secuencias granodecrescientes de conglomerados intraformacionales-diamictitas fangolíticas-fangolitas con clastos-limolitas.



Fotografía 2.18. Marcas subestratales (posiblemente calcos de flujo) deformadas por carga en base de banco de arenisca media de la facies 2.

#### Interpretación

Los depósitos de esta facies pueden ser interpretados en términos del ciclo elemental de Bouma (1962) ya que los bancos arenosos constituyen los términos basales ( $T_a$  y  $T_b$ ) del ciclo. Si bien no se ha constatado el término  $T_c$ , sí se han observado los otros dos términos ( $T_d$  y  $T_e$ ) correspondientes a bajo régimen de flujo del ciclo. De esta manera, las rocas de esta facies quedan definidas como tur-

biditas "clásicas".

Facies 3: facies de fangolitas con clastos dispersos

#### Descripción

Corresponden a depósitos fangolíticos de color verde oscuro de baja selección, con clastos de hasta 2 cm dispersos, en bancos de 5 a 30 cm, macizos. Los clastos pueden llegar a medir más de la mitad a tres cuartas partes del espesor del banco. Por otro lado, existen clastos de 35 cm en bancos de 10-15 cm de espesor con indicios de estructura de impacto (Crowell, 1978).

Se ha verificado la transición de pelitas estratificadas con clastos dispersos(fangolitas guijosas) a lutitas con concreciones calcáreas ; esta transición se da por progresivo mejoramiento en la selección de la matriz,disminución del porcentaje de clastos mayores hasta su eliminación. Este pasaje se resuelve en 5 a 10 m de espesor.

#### Interpretación

La estratificación en bancos delgados de los depósitos de esta facies demuestra la presencia de eventos de sedimentación discretos. Cada banco contiene material fangolítico con clastos dispersos que dan a la roca un grado de selección bajo. Estas características permiten clasificar al agente de transporte y sedimentación como una corriente viscosa y con la suficiente competencia para justificar la presencia de clastos de hasta 2 cm. Es evidente que estas corrientes viscosas y/o densas modificaron por sedimentación progresiva sus características hidrodinámicas convirtiéndose en corrientes diluidas que contenían exclusivamente material en suspensión.

Durante esta última parte tuvo lugar la sedimentación hemipelágica responsable de la presencia de las pelitas(lutitas). El pasaje transicional entre fangolitas con clastos y lutitas observado en el campo comprueba el origen propuesto. Simultáneamente con la sedimentación de las rocas mencionadas anteriormente, cayeron clastos mayores(de hasta 35 cm) desde balsas provocando estructuras de impacto(Crowell, 1978).

Facies 4: facies de areniscas finas y medianas macizas y areniscas guijosas con estratificación entrecruzada

#### Descripción

Esta facies esta compuesta básicamente por areniscas finas a medianas macizas y areniscas guijosas con estratificación entrecruzada y planar.

Las areniscas finas a medianas presentan colores pardos claros en bancos de 20 a 30 cm, macizos a levemente estratificados, con contactos netos planos inferiores y superiores. Aparecen ubicadas en varios tramos de la columna(perfil A, fig. 2.28.:93-96 m, 197-205 m; perfil B, fig.2.29.:93-100 m, 130-135 m).

Las areniscas guijosas son ocreas claras. El espectro granulométrico de estas rocas varía entre arena media a guija y se caracterizan por tener como estructura principal la estratificación entrecruzada en artesa, compuesta y de escala media; luego sigue la estratificación entrecruzada tabular compuesta("sets" de 15 a 20 cm) y estratificación entrecruzada tabular simple de escala media(fotografía 2.19); ésta última variedad se hace levemente tangencial hacia la base y se da especialmente en las rocas más gruesas. Los bancos po-



seen contactos netos erosivos inferiores y netos planos superiores. En escasos niveles se ha comprobado la presencia de estratificación plana. La ubicación estratigráfica de estas rocas es la siguiente: perfil B(fig.2.29.): 1110-120 m, 137-140 m, 147-150 m, 173 m en adelante.



Fotografía 2.19. Areniscas guijosas con estratificación entrecruzada de la facies 4.

#### Interpretación

Las estratificaciones entrecruzada y plana y los contactos erosivos basales de los bancos de areniscas sugieren condiciones tractivas para parte de los depósitos de la facies 4. La estratificación plana en rocas arenosas gruesas representa condiciones de alto régimen de flujo, mientras que la estratificación entrecruzada responde a condiciones de bajo

régimen.

Las areniscas macizas corresponden mayormente a una fase de suspensión de fluidos turbulentos y a un estado posterior de modificación durante la deposición en el cual predomina el flujo intergranular ascendente ("upward grain flow"), los que son los causantes del aspecto macizo de las rocas (Middleton y Hampton, 1973, 1976).

Tanto las areniscas finas a medianas y las guijosas aparecen asociadas en cuerpos irregulares lentiformes, incisos entre los depósitos pelíticos de las facies 1 y 2.

#### Paleocorrientes

Como se ha mencionado anteriormente, se han medido diversas estructuras direccionales en los depósitos de la facies 2. Los datos de paleocorrientes han sido corregidos mediante el uso de la red estereográfica restituyéndolos a la horizontal según un eje que corresponde al rumbo actual. Una vez corregidos, se han calculado diversos parámetros estadísticos:

$$\text{Media aritmética } (\bar{X}) \quad \bar{X} = \frac{\sum x_i}{n}$$

donde  $x_i$  son las mediciones y  $n$  el número de las mismas

$$\text{variación } (S^2) \quad S^2 = \frac{\sum \Delta x_i^2}{n-1}$$

donde  $\Delta x_i = (x_i - \bar{X})^2$  siendo  $x_i$  cada una de las mediciones realizadas.

A su vez se calculó la desviación standard  $S$  que queda definida como

$$S = \sqrt{S^2}$$



Para una población normal, como parece ser el conjunto de mediciones de las estructuras estudiadas, tanto  $\bar{X}$ ,  $S^2$  y  $S$  son estimadores de los parámetros de la población.  $S$  correspondería a la desviación típica de la población y en este caso está directamente expresada en grados.

$S^2$  correspondería a la variancia y varía entre 0 (distribución circular invariante) y 10800 (distribución circular uniforme); su valor por lo tanto da también una idea de la dispersión de los datos alrededor de un valor medio. A continuación se dan los valores calculados de estos parámetros para las mediciones realizadas:

n=12	$\bar{X}=353^{\circ} 15'$	$S^2=70,3$	$S=8^{\circ}$
n=7	$\bar{X}=17^{\circ} 45'$	$S^2=30$	$S=5^{\circ} 30'$
n=4	$\bar{X}=349^{\circ} 15'$	$S^2=90,2$	$S=9^{\circ} 30'$

$X(\text{gran media}) = 0^{\circ}$

#### 2.6.6. Asociaciones faciales y modelo sedimentario

Cada una de las facies anteriormente descritas han sido agrupadas en función de su asociación con otras. Así, a través de estas asociaciones faciales se puede tener una idea más concreta sobre la conexión tanto lateral como vertical de cada facies. A través del análisis de los perfiles realizados se observan claramente dos asociaciones faciales:

Asociación facial A (facies 1, 2 y 3)

Asociación facial B (facies 2 y 4)

#### Asociación facial A

Circunscripta a los tramos inferiores de ambos perfiles(0-155 m, perfil A, fig.2.28.; 0-35 m, perfil B, fig.2.29.) donde predominan las diamictitas fangolíticas con desarrollo de estratificación. Hacia la parte superior aparecen rocas de la facies 2 en cuerpos tabulares que son interrumpidos por lentes de hasta 15 m de base cóncava y techo plano de diamictitas fangolíticas. Escasos bancos lenticulares con extensión lateral del orden de los 25 m de areniscas gruesas de la facies 4 se presentan en los tramos superiores en transición a rocas de la asociación B. Bancos de fangolitas con clastos(facies 3) comienzan a hacerse más frecuentes en ciertos sectores(130-142 m, perfil A, fig.2.28.) para rematar con lentes de diamictitas de la facies 1.

#### Asociación facial B

Ubicada mayormente en la parte superior de las secuencias estudiadas y consiste en una superposición de pelitas y areniscas interestratificadas con escasos conglomerados intraformacionales(facies 2) con intercalaciones de bancos de areniscas medias a gruesas(facies 4). Esta asociación se observa mejor en el perfil B(fig.2.29.), allí se intercalan rocas de ambas facies(110 m en adelante).

Las características generales de las facies y de sus asociaciones confirman un ambiente de sedimentación de abanico submarino, similar al propuesto para las rocas de la

F.Ansilta(2.5.), donde predominan los flujos de detritos, representados por las facies 1 y 3 correspondientes a depósitos proximales y distales respectivamente; corrientes de turbidez representadas por turbiditas"clásicas" de la facies 2 y complejos arenosos de la facies 4. La sedimentación hemipelágica corresponde a las pelitas de parte de la facies 2 y facies 3, y completa el modelo propuesto. La presencia de clastos con estructura de impacto sugiere la presencia de balsas orgánicas o glaciales durante la sedimentación. Considerando las facies definidas por Walker y Mutti(1973), las facies definidas en este estudio como 1 y 2 son similares a la facies F de flujos de detritos de esos autores; las pelitas de sedimentación hemipelágica corresponden a la facies G, mientras que las turbiditas"clásicas" de la facies 2 son similares a la facies C de los autores nombrados. Las areniscas de la facies 4 presentan características similares a la facies A y B de Walker y Mutti(1973). La ausencia de conglomerados de abanico superior o interno y la presencia de paquetes arenosos que corresponden a complejos anastomosados de abanico medio son factores de importancia para ubicar con más precisión dentro de este modelo propuesto a las rocas de la F.Agua de Jagüel.

## 2.7. Consideraciones paleogeográficas

La paleogeografía del área comprendida entre Calingasta y Uspallata durante el Carbónico ha sido discutida en varias oportunidades por diversos autores (Amos y Rolleri, 1965; Rolleri y Baldi, 1969; Baldi y Chebli, 1969; González Bonorino, 1975; Vázquez, Gorroño e Ivorra, 1981; López Gamundi y Alonso, 1982).

Los estudios realizados en este trabajo permiten aportar algunos conceptos que ayuden a definir con más exactitud los rasgos paleogeográficos fundamentales de este sector de la cuenca. Los datos que se aportan pueden clasificarse en tres grupos: a) datos de paleocorrientes, b) análisis litofacial y c) petrología de conglomerados y areniscas.

a) Las paleocorrientes de la F. Hoyada Verde indican, tanto las obtenidas en las estrías de los clastos del pavimento como en ondulitas, un sentido de N a S. Las mediciones realizadas en la F. Majaditas dan una tendencia general desde el E y NE hacia el O y SO.

b) El análisis litofacial de la F. Hoyada Verde sugiere un ambiente deposicional glacial-marino proximal con pavimentos de bloques estriados. La F. Majaditas concluye en sus términos cuspidales con depósitos de plataforma de alta energía. La F. Leoncito muestra evidencias de fenómenos de remoción en masa en aguas someras y la F. Ansilta culmina con facies arenosas y conglomerádicas de posible origen continental que sobreyacen a los depósitos basales de abanico submarino. La F. Agua de Jagüel presenta características similares a la F. Ansilta, pero no será considerada en este apartado ya que está alejada del área de mayor estudio y abundancia de afloramientos.

c) El reconocimiento de clastos en diversos depósitos conglomerádicos (ortoconglomerados y diamictitas gruesas o paraconglomerados) ha arrojado una preeminencia de areniscas, lutitas y pizarras, junto con vulcanitas básicas que constituyen litologías comunes en el denominado "Pretilítico" (Zöllner, 1950). Las variedades sedimentarias y metasedimentarias corresponderían a las formaciones agrupadas en el Grupo Ciénaga del Medio y otras unidades del Paleozoico inferior y medio, mientras que las vulcanitas básicas son abundantes en la F. Alcaparrosa (Ordovícico). Las demás litologías reconocidas (calizas, chert, cuarzo de vena, metamorfitas y granitos) poseen variados orígenes: las calizas y los clastos de chert corresponderían a las calizas de la F. San Juan, el cuarzo de vena aparece abundantemente en rocas del "Pretilítico" y no así en rocas carbónicas (Marchese, 1964) mientras que las metamorfitas de alto grado y rocas graníticas se habrían originado en el ambiente de las Sierras Pampeanas (López Gamundi y Alonso, 1982). Varios autores han señalado la posibilidad de que exista una unidad en la mineralogía de las rocas en función de su inclusión en una misma provincia petrográfica de la que provinieron los sedimentos. Esta caracterización posibilita el reconocimiento, a través de la petrología de las areniscas, de las distintas áreas de aporte (Folk, 1968; Dickinson, 1970). Es así como posteriormente, Dickinson y Suczek (1979) introducen dentro de este tipo de estudios una serie de diagramas triangulares que ayudan a la determinación de las características generales de las áreas de proveniencia. Estos diagramas se dividen en tres grandes zonas de diferentes ambientes geotectónicos (fig. 2.30.).

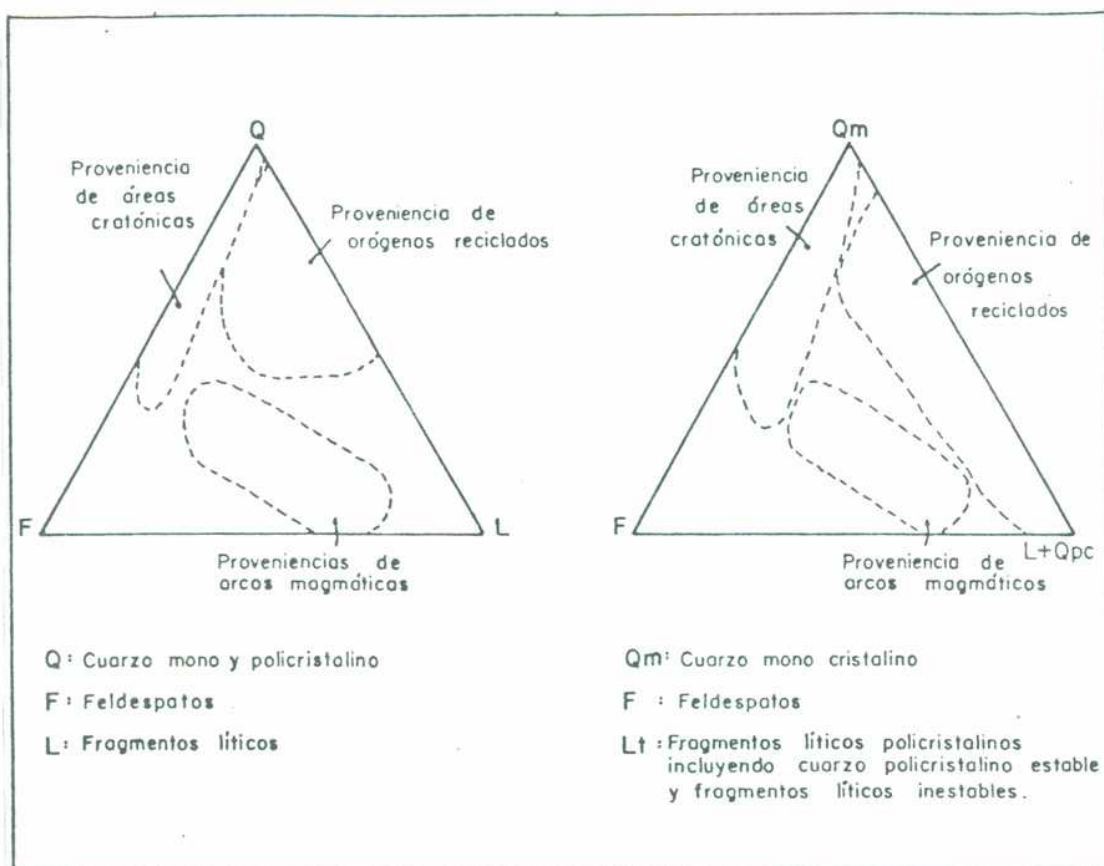


Fig.2.30. Diagramas QFL y QmFLt

Los diagramas QFL y QmFLt fueron aplicados para rocas de las Formaciones Hoyada Verde, Majaditas y Leoncito (fig.2.31); dieron en ambos la presencia mayoritaria de las muestras analizadas dentro del campo de los orógenos reciclados (López Gamundi y Alonso, 1982), considerando como tales a terrenos levantados con secuencias sedimentarias falladas y plegadas (Dickinson y Suczek, 1978). Se considera que la denominada "Protoprecordillera" (Amos y Rolleri, 1965) o "Precordillera Acádica" (Baldis y Chebli, 1969) tuvo tales características. Este núcleo fallado y plegado habría sido la zona de proveniencia de mayor importancia durante la sedimentación del Carbónico medio y superior. Su ubicación al E y NE de las unidades carbónicas estudiadas está ade-

más confirmada por los datos de paleocorrientes.

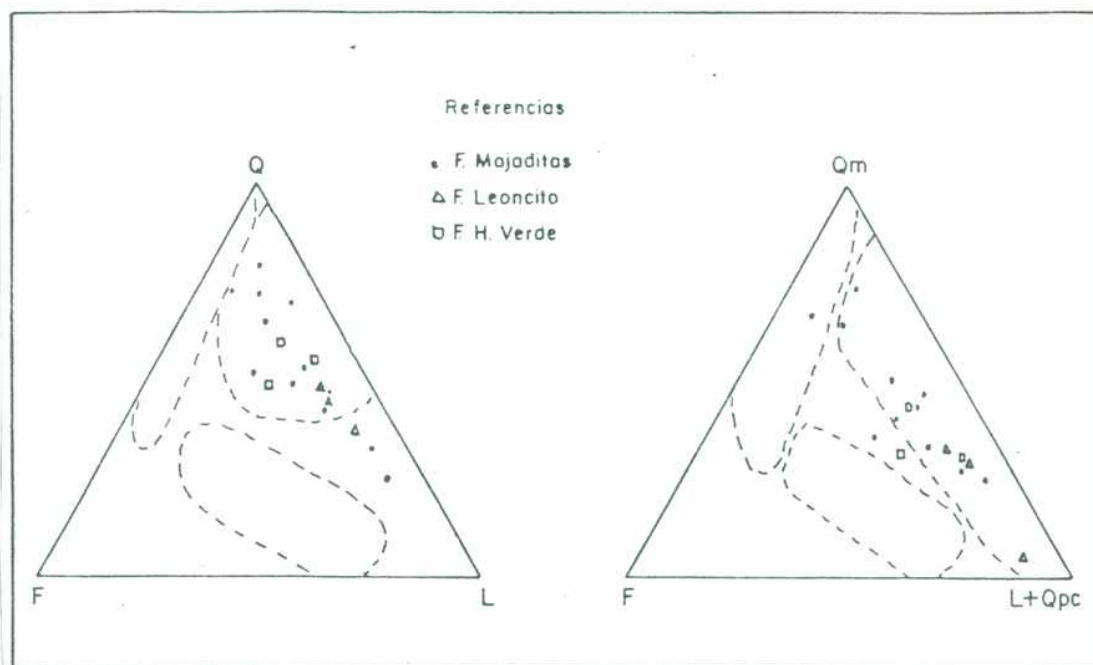


Fig.2.31. Diagramas triangulares aplicados para las Formaciones Majaditas, Hoyada Verde y Leoncito (López Gamundi y Alonso, 1982).

Con el aporte de todos los datos obtenidos quedaría definido el margen oriental de la cuenca Calingasta-Uspallata; este límite estuvo constituido por la "Protoprecordillera", la cual formó un cordón costero de rumbo aproximado NO-SE, discontinuo y con posibles conexiones con el ambiente de Sierras Pampeanas. Este elemento además dividió áreas de sedimentación: hacia el O las áreas de transgresión marina ya estudiadas y hacia el E zonas de sedimentación continental correspondientes al borde occidental de la cuenca de Paganzo. La sedimentación continental está representada por la F. Je-



genes(Amos, 1954) en cuyos niveles conglomerádicos se realizaron mediciones de paleocorrientes(imbricación de clastos) con un sentido resultante de O a E, el cual es consistente con el esquema aquí propuesto.

### 3. CUENCA DEL NORTE ARGENTINO Y BOLIVIA

#### 3.1. Formación Tarija(White, 1923)<sup>1</sup>

##### 3.1.1. Ubicación del área

Los afloramientos estudiados de la Formación Tarija corresponden a las localidades cercanas a la ciudad de Tartagal, Salta, sobre el faldeo oriental de la Sierra de Aguaragüe. Los perfiles estudiados corresponden a las siguientes quebradas, de S a N: Zanja Honda, Tuyunti, Iquirá y Capiazuti(fig.3.1.).

##### 3.1.2. Trabajos anteriores

Varios han sido los autores que han estudiado esta unidad, conectados en su gran mayoría con la actividad petrolera(White,1923;Padula y Reyes,1958;Mingramm,Pozzo,Russo y Cazzu, 1979). Ultimamente Fernández Garrasino(1978, 1980) describió las diamictitas de la F.Tarija como así también un cuerpo arenoso ubicado en la parte basal de la unidad(Areniscas del Palmar). Helwig(1972) y Reyes(1972) han considerado dentro del Gondwana de Bolivia aspectos litológicos y paleoclimáticos referentes a las sedimentitas de la F.Tarija.-Desde el punto de vista palinológico, Azcuy y Laffitte(1981) han llamado la atención sobre un curioso fenómeno, el de la redeposición de material palinológico, en la secuencia carbónica de la zona,

<sup>1</sup> El término Formación Tarija fue introducido por White (1923), pero su informe permaneció inédito; posteriormente Padula y Reyes(1958) realizan un trabajo en el cual aparece en forma pública por primera vez el término de Formación Tarija.

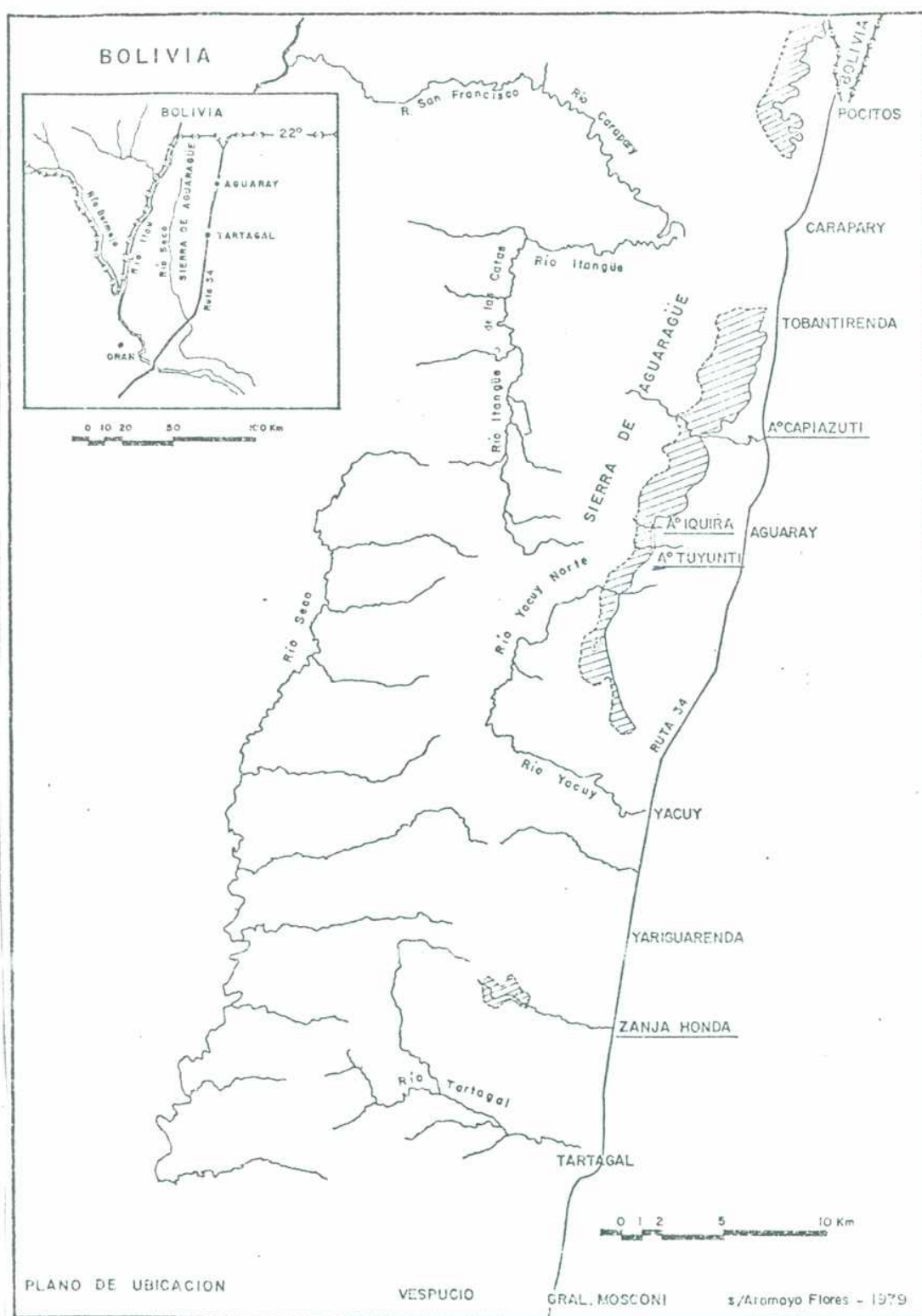


Fig.3.1. Plano de ubicación, los afloramientos correspondientes a la Formación Tarija aparecen como áreas rayadas.

y concluyen que su explicación podría estar en la determinación de un modelo de sedimentación adecuado. Dentro del marco de las diamictitas del Paleozoico superior, los depósitos de la F.Tarija han sido descriptos por Frakes, Amos y Crowell(1969) y Frakes y Crowell(1969).

### 3.1.3. Geología regional y estructura

Las Formaciones Tupambi y Tarija forman el Grupo Macharetí(Ahfeld y Branisa, 1960) en la Argentina. Dentro del territorio boliviano aparecen otras formaciones asignables a este grupo y correlacionables con las unidades antes mencionadas(F.Chorro y F.Taiguatí). La F.Tupambi infrayace a la F.Tarija. La F.Itacuami reemplaza lateralmente a la parte superior de la F.Tupambi en algunos sectores de la cuenca(Reyes, 1972). La F.Itacuami es conocida también como "T-2"(Harrington, 1922).

Las Formaciones Las Peñas y San Telmo forman el Grupo Mandiyutí(Ahfeld y Branisa, 1960).

Diversos autores consideran que ambos grupos, Macharetí, inferior y Mandiyutí, superior, son de edad carbónica (Amos, 1972; Ayaviri, 1972; Reyes, 1972). Recientemente Rocha-Campos et al.(1977) comunican el hallazgo de Levi-pustula levis en estratos de la F.Taiguati, la cual es equivalente a la parte superior de la F.Tarija. Este hallazgo determina una edad westfaliana para la unidad estudiada.

Desde el punto de vista estructural, los afloramientos

se ubican dentro de una estructura anticlinal de eje aproximado N-S que constituye la Sierra de Aguaragüe. Sobre el flanco E de esta estructura aparecen los principales afloramientos estudiados.

#### 3.1.4. Metodología utilizada

Se han recorrido las distintas secciones anteriormente nombradas(3.1.1.), reconociéndose las distintas facies sedimentarias. A su vez se ha muestreado con el fin de obtener cortes delgados para el estudio de los parámetros estadísticos y clasificación petrográfica. Además se obtuvieron muestras de "cutting" del pozo LDC x-1(pozo Laguna del Cielo), aproximadamente a la misma latitud de la quebrada del Arroyo Zanja Honda. Se han observado además algunos clastos estratificados para dilucidar el origen de tal característica.

#### 3.1.5. Facies sedimentarias

En la figura 3.2. se ha graficado la columna de la F.Tarija con la subdivisión en cinco partes(I, II, III, IV y V) en función de la presencia o no de lentes de arenisca intercaladas dentro de la diamictita. Se han graficado aproximadamente los rangos estratigráficos que abarcan los perfiles observados(según Aramayo Flores, com.pers.) de manera de que, cuando se hagan referencias a los distintos perfiles, se pueda hacer la correspondencia con los distintos tramos de la unidad.

Se han reconocido básicamente cuatro facies:

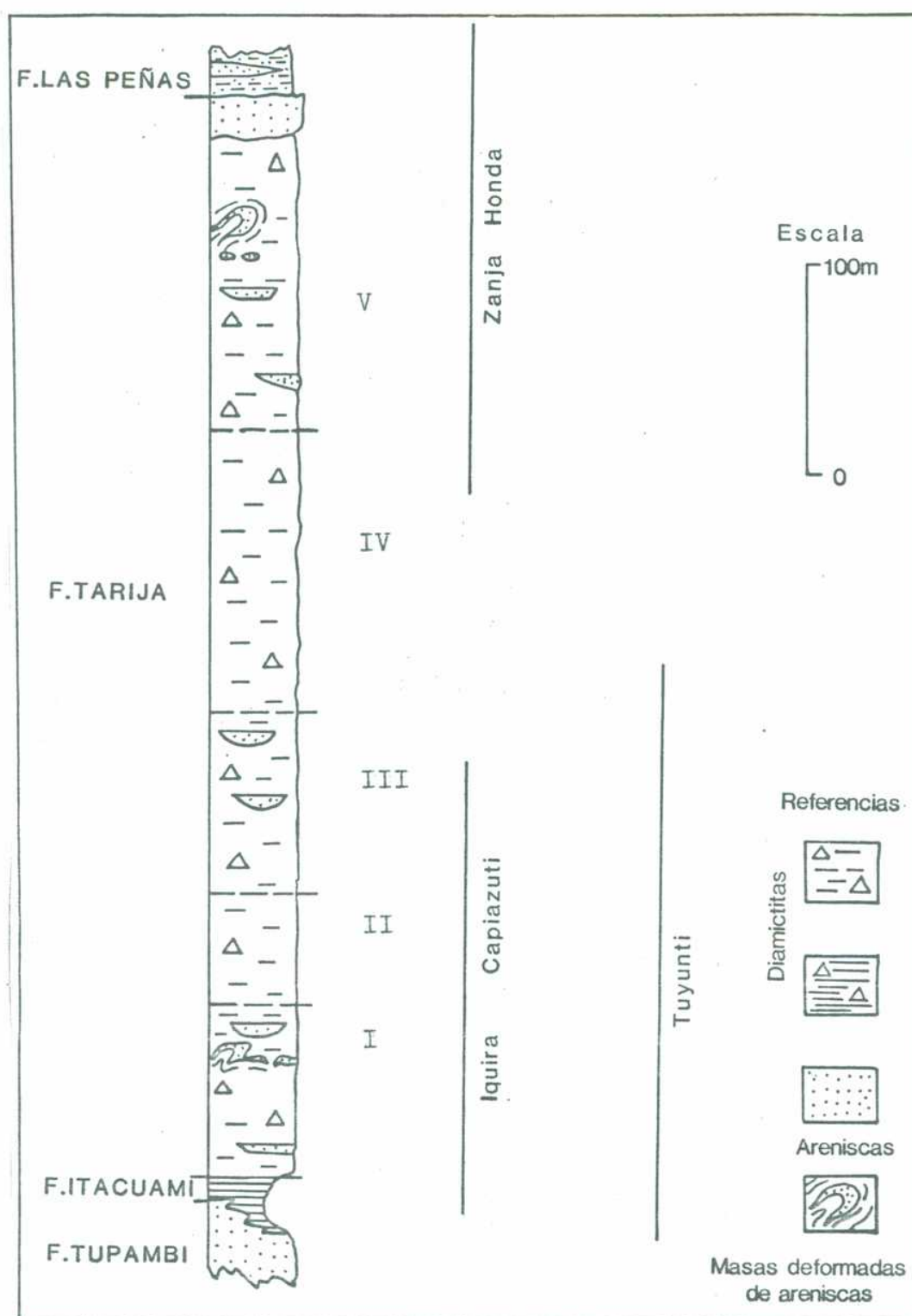


Fig.3.2. Intervalos litoestratigráficos abarcados por los perfiles estudiados en la F.Tarija.

Facies 1: diamictita, con dos subfacies : subfacies 1a, diamictita no estratificada a groseramente estratificada; y subfacies 1b, diamictita estratificada en bancos delgados.

Facies 2: areniscas.

Facies 3: pelitas oscuras.

Facies 4: conglomerados con clastos de fangolita (conglomerado intraformacional).

Las dos primeras facies son las más extendidas a lo largo de la columna; las pelitas y conglomerados intraformacionales aparecen en la parte inferior de la unidad.

#### Descripción litológica

Arroyo Iquira: afloran sectores con diamictitas macizas gris oscuras con baja selección con clastos máximos de 25 cm; intercaladas con estas diamictitas aparecen capas delgadas (5, 7, 5, 10, 7, 5 cm) de pelitas negras (facies 3) con contactos netos. Aparecen también areniscas fangolíticas laminadas entre las diamictitas macizas. Los bancos son delgados, de 20 cm de promedio (corresponden a la muestra M IQ 3). En esta subfacies 1b de diamictitas estratificadas se observan clastos de hasta 6 cm en capas de 8 cm de espesor, lo que demuestra que si bien existieron procesos discretos de sedimentación, los mismos depositaron un material de amplio espectro granulométrico (baja selección). Los clastos son de rocas graníticas, predominantemente.



Dentro de la sección I(ver Fig.3.2) se observan bancos delgados de hasta 1 m de espesor de areniscas; por debajo de estos bancos aparecen lentes de arenisca medianamente deformadas.

En este perfil se comprobó el contacto de la F.Tarija con la F.Itacuami("T-2"). En este contacto las diamictitas de la F.Tarija son ligeramente más arenosas en la base(M IQ 6) para pasar a una diamictita fangolítica hacia arriba; lateralmente la diamictita arenosa pasa a una arenisca mediana con estratificación ondulítica y entrecruzada de pequeña escala en artesa . El contacto entre ambas unidades formacionales parece tener características de plano de erosión subparalelo a paralelo a los bancos(paraconformidad). La fig. 3.3. resume las características de lo anteriormente descripto.

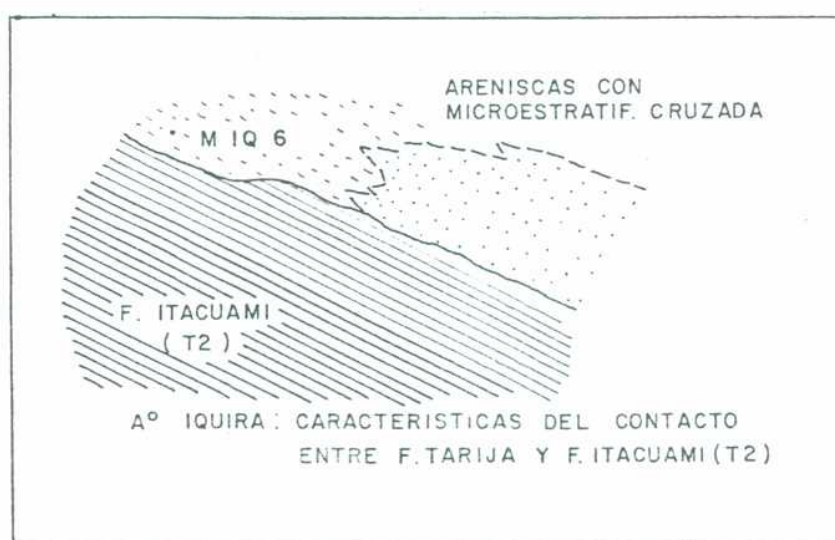


Fig. 3.3.

Arroyo Tuyunti: las diamictitas de la facies 1 poseen características similares a las descritas anteriormente; sin embargo el rasgo de estratificación se acentúa hacia la parte superior del perfil. La subfacies 1b está representada por bancos delgados (0,2-0,3-0,8-1m), macizos con contactos netos inferior y superior. La matriz es más arenosa y alterna con otras variedades con matriz más fina.

Dentro de las diamictitas se observan nidos de conglomerados finos, algunos de formas lenticulares. Además aparecen lentes de areniscas (facies 2). Hacia la base de la unidad, en contacto con la F. Itacuami, se intercalan pelitas estratificadas de color gris oscuro en bancos delgados de 10 cm como espesor máximo (facies 3, ver descripción del perfil de Arroyo Iquira).

El contacto entre ambas formaciones puede considerarse paraconcordante, o sea una superficie irregular pero subparalela a la estratificación.

Arroyo Capiazuti: predominan las diamictitas gris oscuras fangolíticas, macizas correspondientes a la subfacies 1a, con clastos dispersos de hasta 0,5 m. La densidad de clastos es de 2 a 3 por m<sup>2</sup>. En la tabla 3.1. se presenta la distribución de la fracción psefítica dentro de las diamictitas. Los clastos son predominantemente redondeados a subredondeados de composición granítica, cuarcitas, cuarzo, limolitas y vulcanitas ácidas. Se ha encontrado una escasa cantidad de clastos estriados con disposición subparalela a paralela, según la clasificación de Wentworth (1936). Un clasto con esta característica puede observarse en la fotografía 3.1.

Tabla 3.1. Distribución de tamaños dentro de la fracción  
psefítica. Diamictita de la subfacies la, Arroyo Capi-  
zuti, Formación Tarija.

Tamaño	cantidad de clastos
Guija(0,5-1,6 cm)	4
Guijarro(1,6-6,4 cm)	21
Guijón(6,4-25,5 cm)	6



Fotografía 3.1. Clasto de composición granítica con  
superficie estriada, Arroyo Capiazuti.  
Longitud de la reglilla: 15 cm.

Arroyo Zanja Honda: se han reconocido dos facies principales (1a y 4), y otra (facies 2) representada en menor proporción. La facies 1 (subfacies 1a) esta representada por diamictitas fangolíticas con clastos dispersos de hasta 5 cm, de color gris oscuro con selección moderada a baja, macizas, con 8 a 10 clastos por m<sup>2</sup>. Los clastos más comunes son de 1 y 2 cm. Se han reconocido clastos de hasta 26 cm. En escasos sectores, la diamictita aparece estratificada en bancos macizos de 30 a 40 cm de espesor (subfacies 1b). La composición litológica de los clastos es similar. Los clastos son redondeados a subredondeados; los menores, generalmente de cuarzo, son subangulosos.

En todos los perfiles antes descriptos aparecen areniscas intercaladas en forma de lentes (facies 2); estas lentes se encuentran distribuidas en toda la sección, a pesar de que se concentran más en algunos sectores que en otros. Hacia el tope, aparece un banco de unos 10 m de espesor, sin disturbar, que marca el límite de la F. Tarija con la F. Las Peñas suprayacente. Las areniscas corresponden a areniscas medianas a gruesas grises claras a blancuzcas, en partes conglomerádicas con clastos de hasta 3 cm. Este cuerpo presenta contacto neto con la diamictita.

Las areniscas de la facies 2 presentan como geometría más frecuente la de paleocanales labrados en la diamictita; estas lentes son de dimensiones reducidas y con contactos netos. En algunos de estos cuerpos se ha podido establecer la siguiente gradación de estructuras: un sector macizo basal, seguido por una zona de estratificación

plana y hacia el tope del cuerpo se observa un sector con estratificación entrecruzada(fig.3.4.).

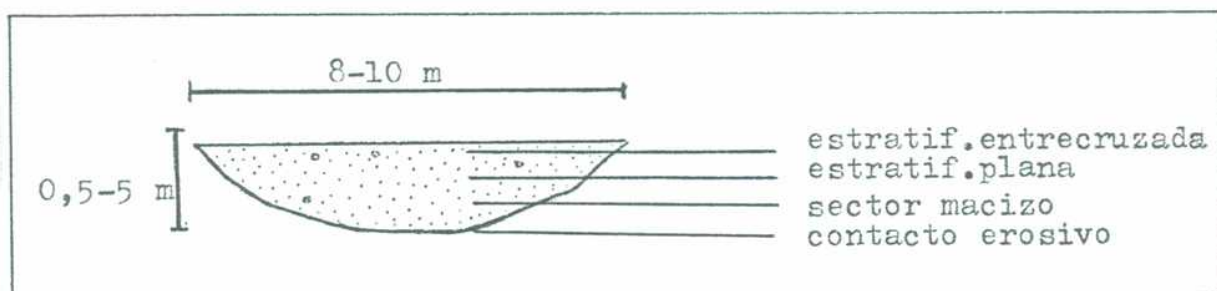


Fig.3.4. Dimensiones y características generales de los paleocanales de areniscas de la facies 2.

Evidentemente uno de los aspectos más interesantes dentro de los depósitos de la facies 2 es la deformación que presentan tanto estos cuerpos como también, en una medida, las diamictitas. En muchos contactos basales de estos cuerpos arenosos se ha verificado la presencia de pseudonódulos de areniscas dentro de las diamictitas, lo que demuestra deformación penecontemporánea, dada la falta de consolidación del material infrayacente. Esto está acompañado por deformación por carga del contacto inferior de la arenisca, resultando de esta manera un contacto neto pero deformado.

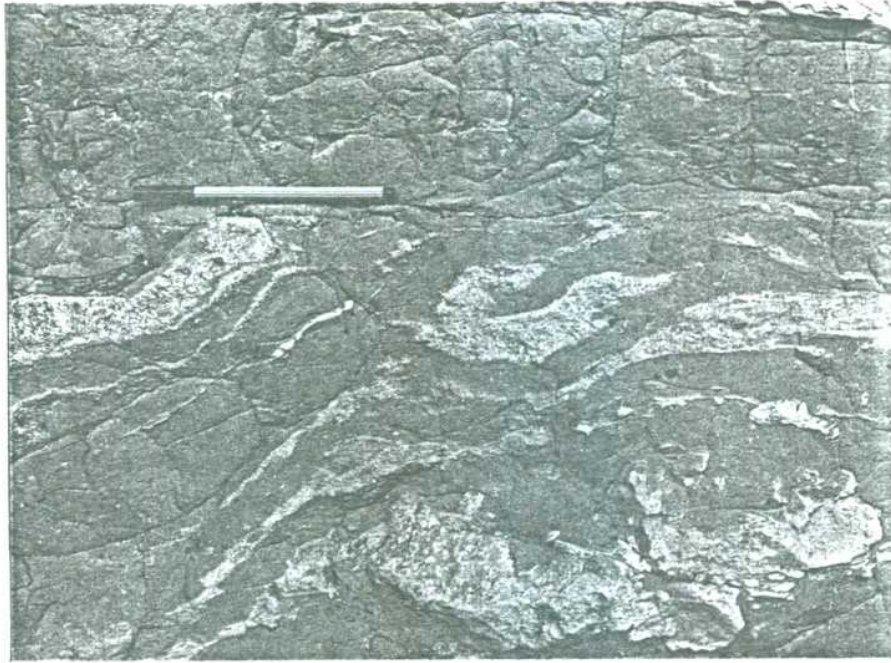
La deformación llega al límite de destruir la continuidad física de los cuerpos de manera de encontrar para-



clastos de arenisca a veces aislados sin la posibilidad de determinar de dónde han provenido; sus dimensiones llegan a 2,5 m. En algunos casos se observa deformación plástica interna de los mismos (estratificación convoluta) y de sus contactos, en muchos casos difusos y curvados por desplazamientos laterales ("rolled-up structures"; fotografías 3.2. y 3.3.).



Fotografía 3.2. Paraclastos con bordes distorsionados ("rolled-up structures") de areniscas grises claras en diamictita gris oscura. Longitud del martillo: 32 cm. Localidad: Arroyo Zanja Honda.



Fotografía 3.3. Paraclastos de arenisca ("rolled-up structures") con bordes difusos y estratificación contorsionada. Longitud del lápiz: 16 cm. Localidad: Arroyo Zanja Honda.

Es notable observar además la gran asimetría de algunas de estas masas de arenisca las cuales, en algunos sectores aparecen como desprendidas de zonas charnelares de "slump overfolds" (Crowell, 1957; ver fotografía 3.4.); de esta manera se observan masas asimétricas con una parte frontal redondeada y una parte posterior de contactos difusos a modo de "cola" o estela lo que sugiere un movimiento en sentido horizontal considerable. En los flancos se suele observar boudinage (fotografía 3.5.). Existen además asociadas a las estructuras sedimentarias anteriormente descritas, una serie de estructuras simétricas según





Fotografía 3.4. "Slump overfolds", acompañados con estratificación convoluta en la parte superior. Localidad: Arroyo Zanja Honda.



Fotografía 3.5. Lente delgada de arenisca con efectos de carga diferencial (boudinage sedimentario). Hacia el centro en la parte superior aparecen "convolutional balls". Escala a la derecha y centro (martillo). Localidad: A° Zanja Honda.

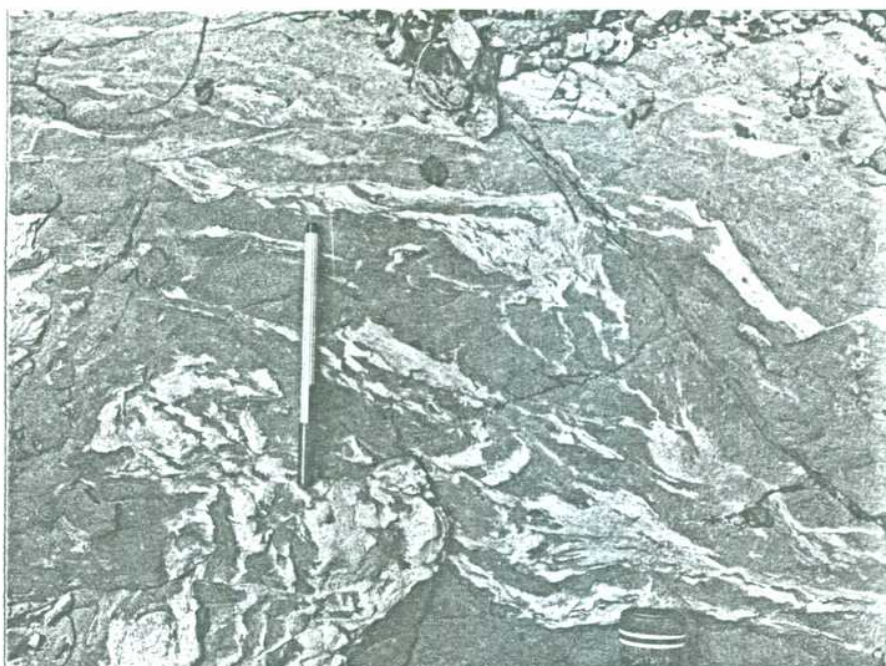
un eje perpendicular al plano de estratificación del tipo de boudinage. Esta estructura está asociada a calcos de carga y contactos netos ondulados de las lentes de areniscas. La estratificación convoluta aparece relacionada con todos estos fenómenos; la naturaleza esencialmente no gradada y maciza de la facies de diamictitas hace dificultosa su observación.

La difusión (flujo plástico) es observable tanto de la arenisca en la diamictita, lo cual es lo más común; como de la diamictita dentro de cuerpos deformados de arenisca (fotografías 3.6. y 3.7. y fig. 3.5.).



Fotografía 3.6. Difusión mutua y flujo plástico de material arenoso (gris claro) en diamictita fangolítica (gris oscura). Localidad: Arroyo Zanja Honda.





Fotografía 3.7. Difusión plástica de arenisca gris clara en diamictita. Obsérvese las formas contorsionadas y pequeñas con contactos difusos en algunos sectores. Longitud del lápiz: 16 cm .

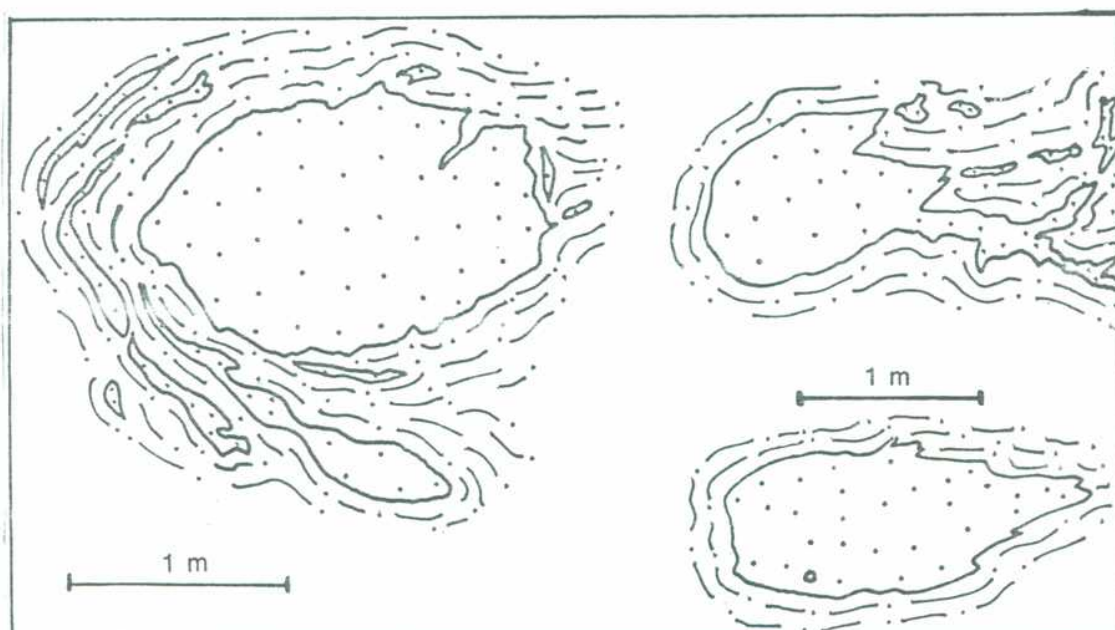


Fig.3.5. "Slump overfolds" y "slump balls" de arenisca en diamictita. Obsérvese el boudinage asociado en los flancos del plegamiento sedimentario. Localidad: Arroyo Zanja Honda.

### 3.1.6. Análisis granulométrico

Se han analizado nueve muestras correspondientes a las rocas de la F.Tarija: siete de ellas pertenecen a la facies de diamictita y las dos restantes a dos muestras de la facies de areniscas; la muestra Parac 2 corresponde a un paraclasto dentro de un conglomerado intraformacional de clastos de arenisca con matriz de diamictita y la muestra H22A a una lente de arenisca.

Se ha utilizado la técnica de cortes petrográficos para la determinación de los parámetros texturales (media y selección). Se usó para tal efecto oculares micrométricos (x25) y objetivos de 10 aumentos, midiendo clastos desde 0,015 mm (6 $\phi$ , limo medio) a , excepcionalmente, 2 mm (-1 $\phi$ , aproximadamente el límite arena-grava).

La conversión de frecuencias numéricas de clastos a secuencias directamente proporcionales a volúmenes (en función de los ejes de los clastos) se realizó por clases de 1/2 $\phi$  y graficadas usando la técnica propuesta por Friedman (1958). En la tabla 3.2 se muestran los parámetros estadísticos para todas las muestras: las primeras cinco muestras corresponden al perfil del arroyo Zanja Honda. CAP 1A y CAP 1B corresponden a la parte superior del perfil del arroyo Capiazuti, mientras que las muestras TUY 1 y TUY 2 corresponden a la parte basal del perfil del arroyo Tuyunti. Tanto las curvas acumulativas e histogramas como de los valores calculados que se pueden observar en la tabla 3.2. se desprende que el grado de selección de las rocas de la facies 2 es mucho mayor que el de las de la fa-

Tabla 3.2 Parámetros Texturales

Muestra (facies)	$\phi_5$	$\phi_{16}$	$\phi_{50}$	$\phi_{84}$	$\phi_{95}$	$M_\phi$	$T_\phi$
PARAC 2(2)	0.6	1.95	2.5	3.1	3.5	2.5	0.72
H22A (2)	1.3	1.7	2.2	2.6	2.95	2.13	0.53
ZH22B(1)	0.9	1.9	3.05	4.35	5.1	3.03	1.24
ZH Pto.1(1)	1.5	2.1	3.2	4.6	5.0	3.3	1.15
ZHA(1)	0.3	1.3	3.0	4.45	5.5	2.95	1.41
CAP 1A(1)	1.4	2.2	3.2	4.45	5.5	3.28	1.18
CAP 1B(1)	1.3	2.25	3.4	4.7	5.5	3.28	1.24
TUY 1(1)	1.7	2.15	3.0	4.9	5.5	3.35	1.25
TUY 2 (1)	0.7	1.75	3.15	4.7	5.5	3.2	1.45

$$M_\phi = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \text{Media (Folk y Ward, 1957)}$$

$$T_\phi = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad \begin{array}{l} \text{Desviación standard} \\ \text{Inclusive Geometric Standard} \\ \text{Deviation (Folk y Ward, 1957)} \end{array}$$

facies 1. Más aún, se puede considerar que dada la ausencia de matriz en las rocas de la facies 2, las curvas acumulativas corresponderían totalmente a análisis granulométricos por tamizado, ya que los tamaños medidos en esas muestras abarcan a la población total de la muestra; no es así para las diamictitas, ya que el conteo, dada la limitación artificial en los límites de los tamaños medidos, ha dejado buena parte de la población de la muestra (la fracción menor de  $6\phi$ ) fuera de los cálculos, de manera que la selección calculada sería la mínima que en realidad posee la roca. Evidentemente las diamictitas de la facies 1 están mucho más alejadas de las rocas de la facies 2 en lo que respecta a sus parámetros estadísticos. De igual manera, las medidas texturales nos indican una alta densidad y/o baja fluidez (baja selección) para los agentes de deposición de las diamictitas, pero a su vez altamente competentes dado que se observan clastos de hasta medio metro de esos cuerpos diamictíticos.

Para las areniscas de la facies 2 se registra una buena selección (régimen de alta fluidez) y tamaños medios más gruesos que para las diamictitas, lo que sugiere un transporte básicamente de saltación y rolido.

El gráfico de la figura 3.7. muestra las características texturales de acuerdo con la metodología propuesta por Visher (1969). Para las areniscas de la facies 2 resalta que la mayoría de la población fue transportada por tracción, ya que el punto TF (truncamiento fino) marca las proporciones relativas, de acuerdo con Visher (1969), de las



subpoblaciones de saltación y suspensión. Se considera por lo tanto que el material transportado en suspensión es prácticamente nulo.

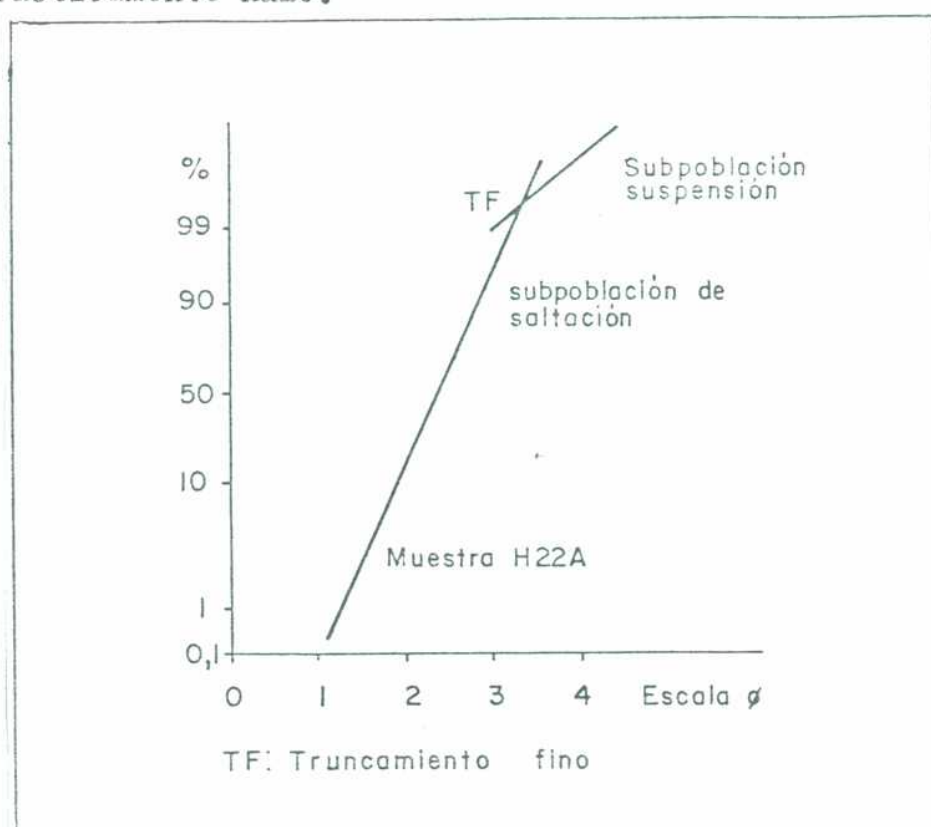


Fig.3.7. Características texturales de la muestra H22A, perteneciente a areniscas de la facies 2.

En algunas muestras(IQ3A) se ha constatado estratificación gradada la cual ha sido identificada además en cortes delgados orientados perpendiculares al plano de estratificación; en efecto, se observa una roca con abundante matriz y la gradación aparece por una disminución de los granos más grandes con material intersticial arcilloso. Este material está presente en toda la sección microscópica estudiada(fig.3.8.). Hacia arriba aparecen abruptamente

clastos mayores que disminuyen en su cantidad y tamaño sucesivamente. Este tipo de gradación que posee material fino a todo lo largo de la muestra ha sido interpretada como el producto de sedimentación a partir de una suspensión

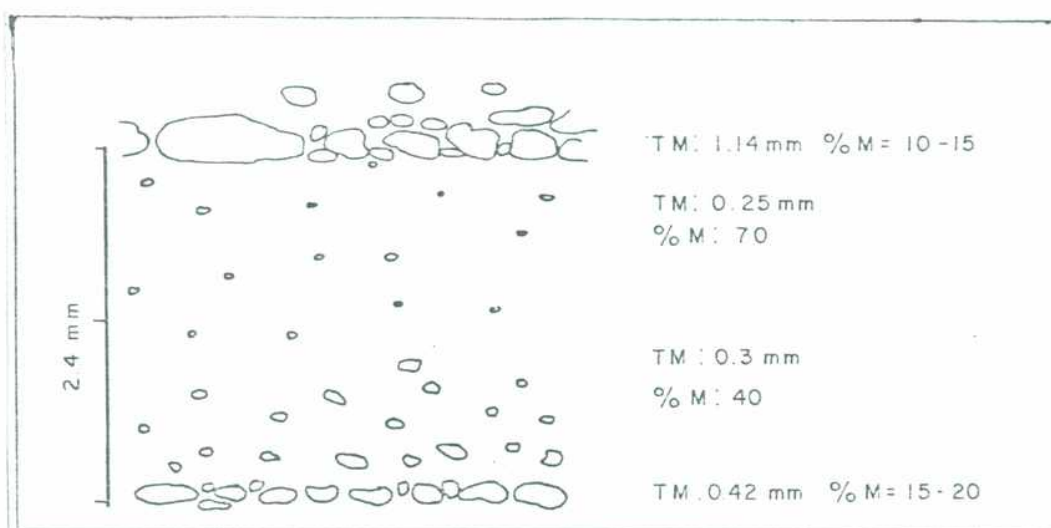


Fig.3.8.Aspecto microscópico de la gradación de la muestra IQ3A de la subfacies 1b.Localidad: Arroyo Iquira.

TM: tamaño máximo de clasto, %M: porcentaje de matriz

en la cual todos los tamaños llevados sedimentan en un sólo evento y no a partir de una corriente que gradualmente decrece en velocidad y competencia(Pettijohn, 1957).

La muestra IQ3B, también correspondiente a la facies 1, posee características similares, además de tener nidos de material arenoso y paraclastos de pelita "asimilados" a la matriz, con contactos difusos.

### 3.1.7. Análisis petrológico

Se han analizado muestras de las dos facies principales(1 y 2) en cortes delgados. La mineralogía de la fracción limo mediano-arena es simple y común para las muestras de ambas facies mencionadas. El cuarzo policristalino predomina; a veces presenta inclusiones aciculares de muscovita. Las variedades de cuarzo monocristalino con extinción no ondulosa aparecen en mayor proporción que las con extinción ondulosa. El cuarzo policristalino está representado por granos con extinción fragmentosa con indicios de deformación; y por granos de chert o cuarzo de vena, el cual ha sido observado en proporciones variables. El feldespato es predominantemente microclino con maclas polisintéticas; menos abundante es la plagioclase ácida(oligoclase) con alteración a sericita y arcillas. Otros fragmentos líticos son muy escasos: sólo se han distinguido algunos clastos de granito y cuarcitas. Los porcentajes composicionales de las muestras analizadas se resumen en la tabla 3.3. Allí se observa el elevado contenido de cuarzo monocristalino de todas las muestras(mayor del 70%) y el feldespato que varía entre 5 y 14%.

En la fracción psefítica de las diamictitas se han distinguido guijas y guijarros de granitos, cuarzo lechoso y escasas vulcanitas ácidas, en orden decreciente de porcentajes. Mingramm et al.(1979) señalan la presencia de fragmentos de pórfidos, cuarcitas y granitos.

Los análisis difractométricos de la matriz de las dia-

Tabla 3.3. Composición mineralógica de la fracción limo medio-arena

Facies	Muestra	Qm	F	Lt	Q	F	L	%F > 10			$\sqrt{\quad}$
								Qm	K	P	
1	TUY 3A	81	5,5	13,5	94,5	5,5	-				1,25
1	TUY 3B	73,5	11	15,5	87,5	11	1,5	88	9	3	1,45
1	CAP 1A	81,5	13,5	5	85	13,5	1,5	86	7	7	1,18
1	ZH Pto.1	79,5	10	10,5	88,5	10	1,5				1,15
1	ZH 22B	79	7	14	92	7	1				1,24
1	ZH	71,5	14	14,5	81,5	14	4,5	83,5	12	4,5	
1	IQ3A	89,5	6	4,5	94	6	-				
1	IQ3B	83	9,5	7,5	90,5	9,5	-				
1	IQ4	78	12,5	9,5	86,5	12,5	1	86	7	7	
1	IQ5	84	7	9	89,5	7	3,5				
1	CAP 1B	92	6	2	93	6	1				1,25
1	ZH A	76	14	10	90	10	-				1,41
2	H22A	80	11	9	89	11	-	80	15	5	0,53
2	PARAC 2	73	11	16	89	11	-	87	10	3	0,72

Qm:cuarzo monocristalino

Lt:fragmentos líticos + cuarzo policris-

Qp:cuarzo policristalino

talino(L+Qp)

Q:cuarzo total(Qm+Qp)

F:feldespato P:plagioclase ácida

L:fragmentos líticos

K:feldespato potásico

$$T_{\phi} = \sqrt{\quad} \text{ (desviación standard, según Folk y Ward, 1957)}$$

mictitas de la facies 1 indicaron que la misma contiene importantes cantidades de caolinita e illita, con menores proporciones de montmorillonita, además de cuarzo y feldespato alcalino.

#### Probables áreas de proveniencia

Los conceptos fundamentales sobre la relación entre composición de las rocas y las áreas de aporte han sido dados ya por varios autores incluso desde el punto de vista de la tectónica de placas (Dickinson, 1971, 1974; Crook, 1975; Schwab, 1975; Dickinson y Suczek, 1978). Dentro de estos conceptos se ha usado la metodología propuesta por Dickinson y Suczek (1978), los cuales en función de la composición de las areniscas han caracterizado tres tipos principales de áreas de proveniencia: a) bloques continentales, b) orógenos reciclados y c) arcos magmáticos.

Para caracterizar la o las áreas de aporte correspondientes a las sedimentitas estudiadas se han seleccionado tres diagramas triangulares (figuras 3.9., 3.10. y 3.11.) en los cuales se delimitan las distintas zonas correspondientes a los tres tipos de proveniencia antes mencionados. El diagrama Q F L (fig. 3.9.) enfatiza la estabilidad y madurez mineral; las muestras analizadas caen dentro de la subdivisión de bloques continentales, en particular más cerca de las derivadas de cratones interiores que las de basamento elevado. Los depósitos derivados de cratones interiores son, según Dickinson y Suczek, (1978), arenas derivadas de zonas de escudos y sucesiones de plataforma asociadas.

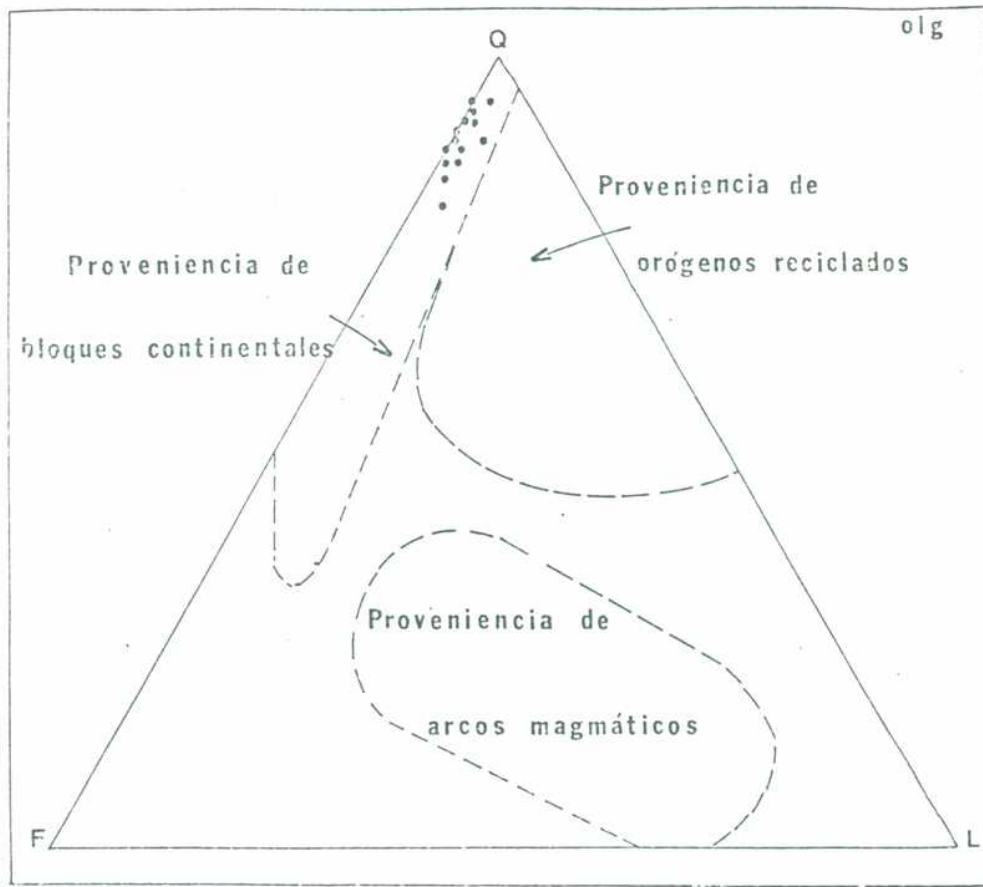


Fig.3.9. Diagrama Q F L.

El diagrama Qm F Lt (fig.3.10.) está enfocado más al tamaño de grano de las rocas (más finas, por lo tanto dan más fragmentos líticos en el tamaño arena). Este diagrama muestra similares características para las áreas de proveniencia de bloques continentales. Para las muestras con valores de más de 10% de feldespatos se ha utilizado el diagrama Qm K P (fig.3.11.) el cual resalta el carácter de los componentes monocristalinos. La ubicación de las muestras en este diagrama, cercana al vértice de cuarzo monocristalino (Qm), enfatiza la creciente madurez o estabilidad de las rocas derivadas de bloques continentales. El predominio de cuarzo monocristalino con extinción no ondulatoria con respecto a las otras variedades de cuarzo, como así también el del microclino con respecto a otras variedades de feldespato son índices de madurez mineralógica (Blatt, 1967; Blatt, Middleton y Murray, 1972 ).



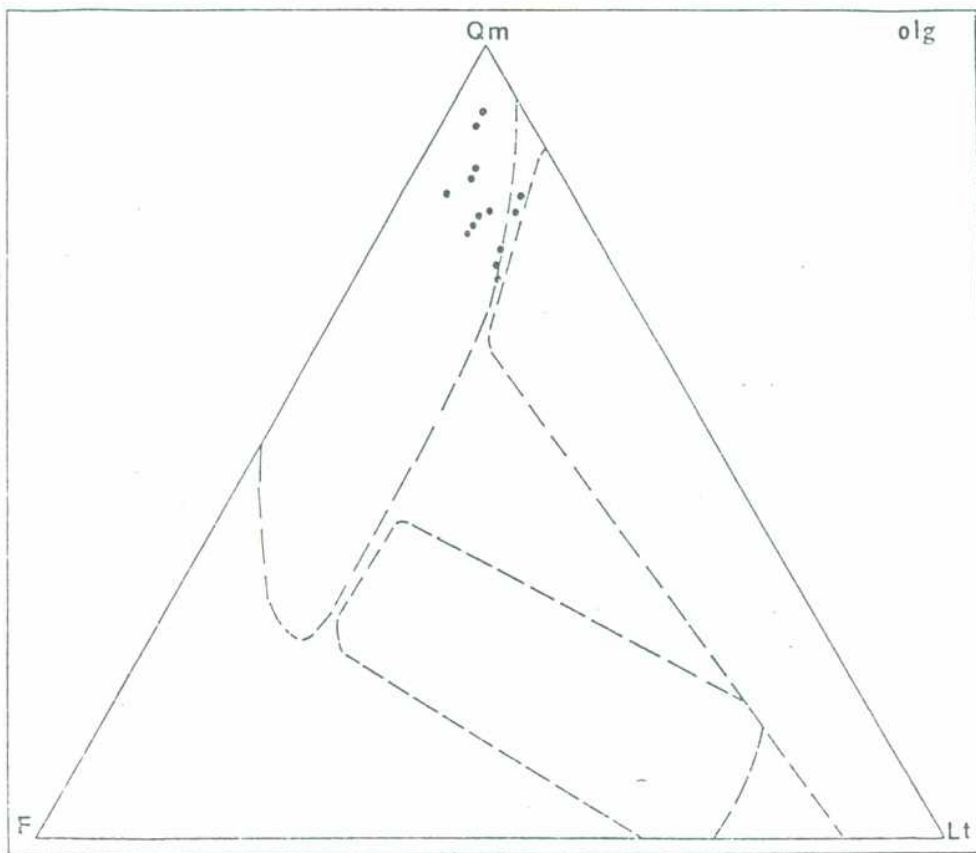


Fig.3.10. Diagrama Qm F Lt.

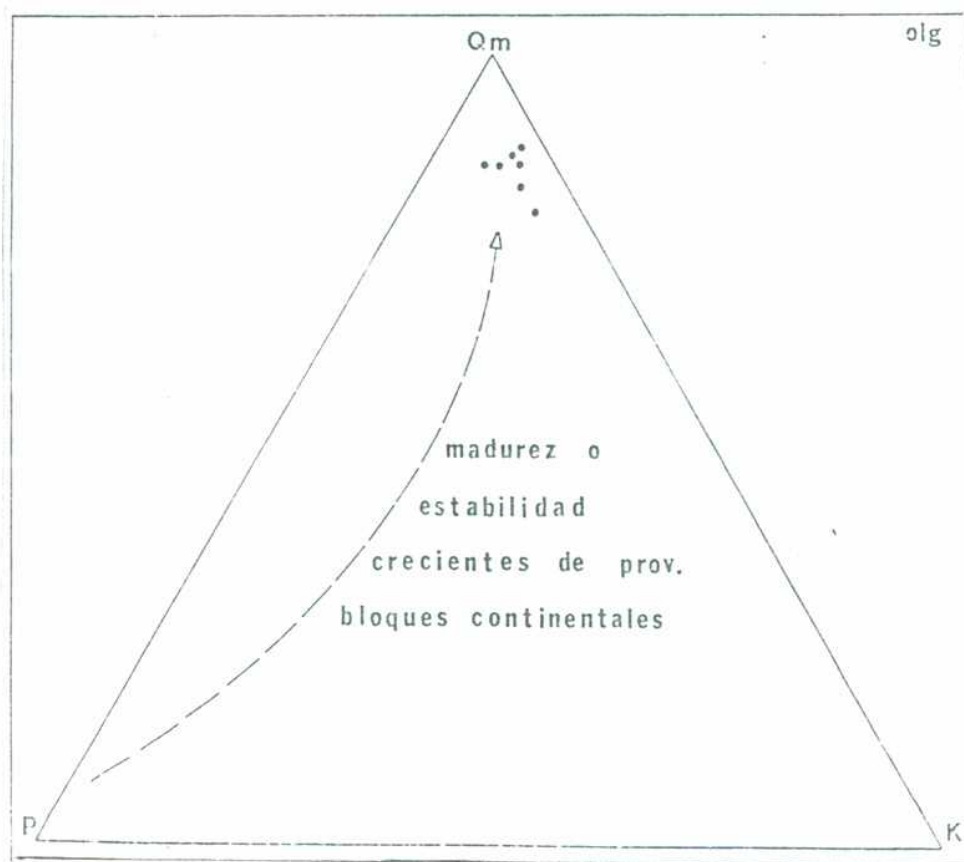


Fig.3.11. Diagrama Qm K P.

El contenido de matriz es improbable que pueda ser usado como un parámetro útil para proveniencia ya que la matriz tiene una característica poligenética (Pettijohn et al., 1972) y para algunos autores, es en gran parte de origen diagenético (Cummins, 1962; Whetten y Hawkins, 1970). En este caso particular, puede considerarse que las importantes cantidades de caolinita podrían derivar de la alteración de los feldespatos.

Es interesante resaltar que si bien son mayoritarias las cantidades de cuarzo monocristalino con extinción no ondulatoria con respecto al cuarzo con extinción ondulatoria, no puede afirmarse que la primera variedad de este mineral caracterice a rocas plutónicas (Blatt y Christie, 1963; Blatt, 1967). Es posible que en su mayoría el primer tipo de cuarzo corresponda a cuarzo reciclado.

El estudio realizado resalta la división entre madurez mineralógica y madurez textural. Para delinear las características mineralógicas se debe excluir el contenido de arcilla, el cual es mayormente reflejo de las vicisitudes del ambiente local (Folk, 1954). Por lo tanto la composición litológica de las áreas de aporte proveen una unidad subyacente de las rocas, expresada en la mineralogía de la fracción arena-limo (Folk, 1954). La denominada diferenciación por transporte, que incluye la selección y abrasión selectivas, pueden hacer variar considerablemente el contenido mineral, pero esas diferencias son cuantitativas pero no cualitativas. El ejemplo de estas rocas, con índices texturales diferentes y características mineralógicas similares, demuestra cla-

ramente la independencia de estos términos, lo que además nos indica la derivación de las rocas de una misma provincia petrográfica. Desde este punto de vista, todas las muestras consideradas corresponden a una misma petrofacies.

### 3.1.8. Modelo sedimentario y conclusiones

Las características de las distintas facies han permitido deducir un modelo de sedimentación. Las facies propuestas son interpretadas de la siguiente manera: facies de diamictitas(facies 1): aparece con marcada monotonía en sus características texturales y estructuras sedimentarias; se trata de fangolitas guijosas con clastos dispersos de hasta 0,5 m, incluidos en un material fino con pocos indicios de estratificación (subfacies 1a). En algunos sectores, sin embargo, existe estratificación grosera a bien definida(subfacies 1b), pero básicamente, la mayoría es una secuencia no gradada. La pobre selección, dada por el amplio rango de tamaños como también el tamaño máximo de clastos en guija, indican la baja fluidez del medio de transporte(corrientes densas y/o viscosas o de baja fluidez) y alta competencia.

En la subfacies 1b, la presencia de clastos de dimensiones equiparables al espesor del estrato sugiere, por un lado, un agente poco fluido y/o viscoso, y a su vez, la presencia de procesos discretos de sedimentación que originan el estrato. Las facies diamictíti-

cas sin estratificación corresponderían a procesos de flujo en masa de tipo proximal y las variedades estratificadas, de tipo más distal.

facies de areniscas(facies 2): presenta condiciones hidrodinámicas de transporte y sedimentación diferentes, correspondiendo a flujos vigorosos y fluidos(buena selección), los que labraron los paleocanales sobre las diamictitas; en algunos ejemplos estos paleocanales se producen sobre el material diamictítico no consolidado. El intenso deterioro de la estratificación por pérdida de la cohesión ha sido señalado por Dott(1963) como un fenómeno relacionado con flujos turbidíticos en aguas someras. Las denominadas "convolutional balls"(Ten Haaf, 1956, 1959) o "slump balls" y "slump overfolds"(Crowell, 1957) estarían de acuerdo con un origen como el descrito, de tipo de flujos turbidíticos. La asimetría, marcada en algunas estructuras, sugiere una componente horizontal importante de desplazamiento. A su vez, algunos bancos delgados de fangolitas, con clastos dispersos(sub-facies 1a) y estratificación gradada, son coherentes con estos procesos.

Las estructuras sedimentarias debidas exclusivamente a **fenómenos** de carga diferencial(boudinage sedimentario, calcos de carga, estructuras "pull-apart" y algunos pseudonódulos) quedan marginadas de la discusión paleoambiental debido a que pueden haberse formado desconectadas, temporalmente, del medio deposicional; pero que sin embargo

sugieren una tasa de sedimentación relativamente alta. Muy conectadas con estas últimas estructuras están las originadas por licuefacción posterior al soterramiento, como algunos pseudonódulos de eje mayor paralelo a la estratificación.

facies de pelitas oscuras(facies 3): correspondería a procesos de sedimentación distal en aguas tranquilas por debajo del tren de olas.

facies de conglomerados con clastos de fangolita(facies 4): ha sido producida por fenómenos penecontemporáneos de erosión de material pelítico y posterior sedimentación.

Para una caracterización paleoambiental más precisa, se debe resaltar que los deltas están caracterizados por pendientes naturales críticas con altas tasas de sedimentación y subsiguiente sobrecarga(Coleman y Wright,1974) y con interestratificación de arenas y limos saturados en agua. Todo lo anterior sintetiza un ambiente óptimo para producir flujos en masa con pérdida de cohesión, al superarse el límite líquido(Dott, 1963). Es difícil discernir entre flujos inducidos por gravedad o por corriente, ya que ambos pueden dar características similares(depósitos y estructuras sedimentarias), aunque el aspecto general no gradado de la sección puede estar más a favor de un origen gravitatorio para la mayor parte de las diamictitas(Dott y Howard, 1963). Estos autores consideran sin embargo que los dos procesos actúan juntos en mu-

chos casos.

Dott(1966), al caracterizar los depósitos deltaicos, aclara que los paleocanales, las estructuras por deformación gravitacional, los conglomerados con clastos de fangolita, y las estructuras de licuefacción son típicos de los mismos. Todas estas estructuras sedimentarias y depósitos han sido encontrados en la F.Tarija. Las causas de la presencia de la mayoría de estas estructuras podrían ser atribuibles a la inestabilidad de talud, y en la sobrecarga de sedimentos fangosos saturados en agua(Klein et al., 1972), los que darían flujos en masa durante la pérdida de cohesión, ubicados en la parte externa de la plataforma deltaica subácuea y, sobre todo, en la pendiente deltaica ("delta-front slope")(Coleman y Wright, 1974). Para este esquema es necesario una alta tasa de sedimentación, en este caso posiblemente originada, parcialmente, por procesos glaciarios, los cuales proveyeron parte del material. Es interesante destacar la similitud de algunos de estos depósitos de la F.Tarija con las diamictitas de la cuenca de Paraná(Sup. del Paraná), en especial con aquellas asignadas a la facies de "flow-till" y areniscas deformadas, y a la facies de till glacimarinó(Canuto y Rocha-Campos, 1981). Estos autores consideran a estos depósitos como diamictitas de origen glacial que han fluído y se mezclaron con areniscas en un ambiente subáqueo. Este modelo constituido por las facies precedentemente descritas caracterizaría a depósitos asociados a zonas progradantes, en particular a deltas constructivos, con escasa acción de retrabajo marino y potentes secuen-



cias de prodelta. Las areniscas asociadas a las diamictitas tienen escasa representatividad y poca continuidad lateral.

El esquema general de la secuencia carbónica sería el siguiente:

F.Los Peñas: depósitos de plataforma deltaica subaérea y plataforma deltaica subácuea(parte proximal).

F.Farija: parte distal de plataforma deltaica subácuea y principalmente pendiente deltaica.

F.Itacuami: pelitas de prodelta y depósitos de plataforma somera.

Este esquema no varía mucho del bosquejado por Fernández Garrasino(1978) para la misma zona. La diferenciación entre los términos superiores, entre secuencias de deltas progradantes y arenas de barrera, es difícil, pero es posible diferenciar, en función de las características de las arenas de canal de ambiente deltaico por un lado, de carácter erosivo, y los depósitos de playa de pasaje transicional(Selley, 1970a). En forma provisional se puede decir que corresponderían al primer tipo, aunque es muy factible la presencia de ambos tipos de depósitos contemporáneamente y lateralmente relacionados.

Si aceptamos como agentes de transporte más importantes los procesos de flujo en masa para las diamictitas, se puede determinar un modelo deposicional que estaría de acuerdo con los casos de redeposición citados por Azcuy

y Laffitte(1981). Más aún, si se considera que el mayor aporte de redeposición coincide con los mayores porcentajes de elementos marinos presentes, se interpreta que la mayor redeposición es producto de los agentes anteriormente nombrados, los cuales actuaron sobre materiales inconsistentes retransportados por remoción en masa y en menor medida por flujos turbidíticos. Sin embargo tal esquema deposicional no llegaría a justificar la presencia de formas tan antiguas, o sea que no se cree que las asignaciones de las edades de los palinomorfos sean tan estrictas y deben ser quizá más amplias.

Los mecanismos antes mencionados no justifican retransporte de material de edad devónica y su deposición en sedimentitas del Carbónico medio a superior. Además, se considera que las edades de las formaciones estarían dadas por la aparición de los palinomorfos de las asociaciones supuestamente más jóvenes, y no por la abundancia relativa de las formas o asociaciones de cierta edad con respecto a otras, ya que no puede concebirse un proceso de retransporte retrógrado en el tiempo. Se desprende de lo anterior que la abundancia de elementos de una asociación no puede ser tomada como criterio para determinar diferentes edades ya que esa propiedad, la abundancia, está intrínsecamente relacionada con el retransporte sufrido.

Desde el punto de vista petrográfico, las muestras de rocas de las facies 1 y 2 son clasificadas como subli-toarenitas, según la clasificación propuesta por Folk (1968).

El análisis petrológico realizado en la fracción pefítica y el estudio microscópico de la composición de la fracción limo mediano hasta arena demuestran que las áreas de aporte correspondientes a las sedimentitas epiclásticas de la Formación Tarija corresponden a bloques continentales no orogénicos, más específicamente a zonas cratónicas graníticas y probablemente de metamorfitas de alto grado, con rocas sedimentarias de plataforma asociadas. Estas zonas son caracterizadas como cratónicas o de cratón interior. Estas áreas de aporte podrían corresponder en parte al arco pampeano (Russo et al., 1979) ubicado al O y SO de la zona estudiada y a la denominada dorsal de Michicola constituida básicamente por sucesiones sedimentarias clásticas del Paleozoico inferior y medio (Russo et al., 1978), ubicada al E y SE del área de estudio. Estas unidades, al converger, representan los límites australes de la cuenca carbónica-permiana desarrollada principalmente en Bolivia.

#### 4. CUENCA CHACO-PARANAENSE

Esta cuenca abarca parte de las provincias de Córdoba, Santa Fe, Santiago del Estero y Chaco, siendo la prolongación en la Argentina de la cuenca de Paraná de Brasil. De igual manera que en esta última cuenca, se observa en la cuenca Chaco-paranaense la presencia de una secuencia de edad paleozoica superior de gran desarrollo. En efecto, diversas perforaciones realizadas por Yacimientos Petrolíferos Fiscales han atravesado amplios intervalos correspondientes al Paleozoico superior. Padula y Mingramm(1969a, b) han subdividido a esta secuencia en tres Formaciones(Sachayoj, Charata y Chacabuco) de las cuales la Formación Charata es portadora de rocas diamictíticas de posible origen glacial. Según Padula y Mingramm(1969) la Formación Charata está compuesta por diamictitas de matriz arcillosa-limosa, con clastos de diverso origen(cuarcitas, lutitas negras, rocas ígneas y metamórficas). La estratificación está pobremente desarrollada y existen intercalaciones de areniscas váquicas. Se considera la edad de carbónica superior o pérmica inferior como la más aproximada (Padula y Mingramm,1969a, b). Estos mismos autores consideran además a las Formaciones Sachayoj, Charata y Chacabuco correlacionables con las Formaciones Tupambi, Tarija, Las Peñas y San Telmo de la cuenca del Noroeste Argentino y Sur de Bolivia. Russo et al.(1978) informan sobre la presencia de diamictitas grises con escasos clastos de hasta 3 cm en la F.Ordoñez de edad estefaniana a pérmica inferior, definida en

el pozo Ordoñez(YPF Cd 0 es-1). A su vez los mismos autores consideran a la F.Ordoñez homóloga y sincrónica con las Formaciones San Telmo y Las Peñas de Salta y Bolivia y en gran parte con el Subgrupo Itararé de la cuenca de Paraná (Brasil).

Es interesante destacar finalmente que las secuencias diamictíticas de la cuenca Chaco-Paranaense tendrían conexión no sólo con las diamictitas del Subgrupo Itararé sino también con las de la F.Sauce Grande en las Sierras Australes y cuenca del Colorado, formando una gran área de sedimentación predominantemente continental durante el Paleozoico superior, como lo sugieren Frakes y Crowell(1972).

## 5. SIERRAS AUSTRALES Y CUENCA DEL COLORADO

### 5.1. Introducción

Las diamictitas de esta comarca afloran en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y corresponden a la Formación Sauce Grande(Harrington, 1947). Los afloramientos se ubican al E y NO de la población de Sierra de la Ventana. Además Maack(1950) informa sobre la presencia de diamictitas asignadas por él a las de la Formación Sauce Grande en la ciudad de Mar del Plata. Por otro lado una perforación costa afuera realizada por YPF(Pozo Puelche) ha encontrado diamictitas en el ambiente de la Cuenca del Colorado(Lesta, Turic y Mainardi, 1978 ; Amos y López Gamundi, 1981a, d).

La secuencia diamictítica yace en discordancia regional sobre la Formación Lolén(Harrington, 1947) y pasa transicionalmente a bancos de la Formación Piedra Azul. La presencia de Murchisonia sp. (Amos, Urien y Coates, 1967) en niveles superiores de la Formación Sauce Grande e inferiores de la Formación Piedra Azul como de Astartella? pusilla son las únicas evidencias fosilíferas hasta ahora encontradas. Si además se considera la presencia de la flora de Glossopteris y la fauna de Eurydesma encontradas en la Formación Bonete se puede considerar que la Formación Sauce Grande posee una edad que varía entre Carbónico superior y Pérmico inferior bajo.



## 5.2. Características litológicas y ambientes sedimentarios

El trabajo más completo realizado hasta estos días corresponde al estudio de Coates(1969), el que básicamente diferenció varias litologías diferentes. Dentro de ellas predomina la diamictita de matriz fina(pelítica) con porcentajes variables de fracciones clásticas mayores. La diamictita posee clastos de hasta 120 cm . Los clastos son predominantemente de cuarcitas, granitos, cuarzo de vena, vulcanitas (riolitas y diabasas) y carbonatos en orden decreciente de abundancia(Coates, 1969). Harrington(1969) agrega clastos de filitas y pegmatitas a la lista antes mencionada.

Las diamictitas gradan a limolitas guijarrosas y poseen intercalaciones conglomerádicas, interestratificándose con bancos de areniscas finas y gruesas, mal seleccionadas. Se han reconocido cuerpos irregulares y lentes de areniscas con estratificación convoluta y contactos gradacionales con la diamictita. En la parte superior de la F.Sauce Grande aparecen más frecuentemente areniscas gruesas con estratificación entrecruzada y con estructura de corte y relleno. Los clastos de la diamictita presentan fábrica, pero muy probablemente afectada por tectonismo(Du Toit, 1927; Harrington, 1947; Andreis, 1965).

Diversos autores(Keidel, 1916; Du Toit, 1927; Harrington, 1947; Riggi, 1935; Suero, 1956; Andreis, 1965) han citado la presencia de clastos estriados y facetados, aunque son escasos. Las facetas y estrías están mejor desarrolladas en clastos de tamaño bloque. El autor se remite al trabajo de Amos y López Gamundi(1981a, d) para un desarrollo

más detallado de las características de estos clastos. Con respecto al origen de las diamictitas, Harrington (1972) considera que gran parte de las mismas han sido depositadas en un ambiente glacimarin proximal (ambiente nerítico). Coates (1969) cree por otro lado que el material glaciario ha sido en realidad removido pendiente abajo y redepositado por deslizamiento subáqueo (remoción en masa submarina). La variedad granulométrica y la presencia de material deformado en estado prediagenético son usadas por este autor como argumentos. Con respecto a la paleolatitud, Creer et al. (1970), al considerar desde el punto de vista paleomagnético a las Formaciones Tunas y Bonete, han obtenido para esas unidades la siguiente ubicación: 78°S, 141°O, lo que coincide con una edad pérmica inferior para estas rocas (Valencio, 1973).

## 6. CUENCA CENTRAL PATAGONICA

### 6.1. Introducción

Dentro de la Cuenca Central Patagónica (Suero, 1961) afloran diversas unidades portadoras de diamictitas las cuales se engloban en el Grupo Tepuel (Suero, 1948, 1952, 1961). Los diversos afloramientos del Carbónico medio a superior han sido estudiados principalmente desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico. Con respecto a la estratigrafía del Grupo Tepuel, desde los aportes fundamentales de Suero no se ha conseguido una subdivisión que permitiera una correlación exacta entre las distintas unidades y afloramientos descriptos. Suero (1948, 1952) para la sección tipo del Grupo en la sierra de Tepuel, divide al mismo en las Formaciones Mojón de Hierro y Pampa de Tepuel e incluye a los afloramientos de La Carlota y El Molle. Rolleri (1970) asigna a los esquistos del Arroyo Pescado el carácter de basamento para rocas que, en discordancia angular, infrayacen a depósitos asignados por él al Grupo Tepuel. Perrot (1960) en su estudio geológico del área de El Molle situada al E de la sierra de Tepuel describe secuencias asignables al Paleozoico superior considerándolas correlacionables con el Grupo Tepuel.

Frakes, Amos y Crowell (1969), Frakes y Crowell (1969) y Amos y López Gamundi (1981a,b) han estudiado los niveles diamictíticos de diversos afloramientos del Carbónico de la Cuenca Central Patagónica.

Freytes (1970) ha estudiado y mapeado en detalle el área de la Sierra de Tepuel. González (1972) define la Formación Las Salinas describiendo varios niveles diamictíti-

cos y abundante fauna de invertebrados marinos.

López Gamundi(1980) ha descripto las litologías predominantes y los rasgos estructurales de la Formación Esquel (Cazau, 1972) y ha sugerido que esta unidad es correlacionable con el Grupo Tepuel. Cuchi(1980) considera, a diferencia de López Gamundi, que sólo la parte superior de la F.Esquel(F.Valle Chico en el sentido de Cuchi) es correlacionable con el Grupo Tepuel.

Desde el punto de vista paleontológico los aportes más importantes han sido realizados por Amos(1958, 1960, 1961) y González(1969, 1972, 1975a,b) y González y Sabattini (1972), los cuales concluyen que las secuencias portadoras de diamictitas poseen una edad westfaliana correspondiente a la zona de Levipustula. De las localidades antes mencionadas se destaca principalmente la sección tipo que se encuentra en la sierra de Tepuel al sur del pueblo de Tecka, a 5 km al E de la ruta 40. Estos afloramientos se ubican en el flanco occidental de la sierra de Tepuel por una extensión lineal en dirección N-S de 30 km. El afloramiento ubicado más hacia el N dentro de la cuenca corresponde a la F.Esquel situado en ambos márgenes del valle de acceso a la ciudad de Esquel.

## 6.2. Descripción litoestratigráfica

De acuerdo con la revisión realizada por Amos y López Gamundi(1981a, b), sobre la base de trabajos de diversos autores, las características de las secuencias son las siguientes:

Sierra de Tepuel: comprende una secuencia de 3000 m de espesor aproximado compuesta básicamente por areniscas finas a medianas en la base que luego pasan a areniscas sucias(wackes), lutitas, diamictitas y escasos conglomerados para rematar la secuencia con cuarcitas y conglomerados. En la parte media del perfil aparecen los denominados por Suero(1948) "horizontes glaciales", que corresponden a niveles diamictíticos de Frakes, Amos y Crowell (1969) y Frakes y Crowell(1969).

Las diamictitas están pobremente estratificadas y se observan además lutitas guijosas. Suero(1948, 1952) informa sobre la presencia de clastos estriados. Frakes y Crowell(1975), basados en datos geoquímicos(contenidos de Fe y Mn) ubican a las diamictitas de la Sierra de Tepuel dentro del campo de "sedimentos glacimarininos antiguos" y a los de La Carlota dentro del de "sedimentos glacimarininos modernos".

Las Salinas: González(1972), en la secuencia de 2500 m de espesor aproximado, describe diamictitas de tres tipos: areniscas guijosas, areniscas fango-guijosas y fangolitas areno-guijosas con pobre desarrollo de estratificación y deformación prediagenética. Las diamictitas aparecen intercaladas con lutitas y lutitas guijosas y escasas areniscas lenticiformes. Para Frakes y Crowell(1975) las diamictitas caen dentro del área de "sedimentos glacimarininos antiguos"

El Molle (Cañadón Lefiú): la sección medida por Perrot (1960) alcanza a 1320 m. Frakes, Amos y Crowell (1969) indican una sección "glacial" de 450 m con varios niveles de diamictitas y pelitas con clastos. Frakes y Crowell (1975) muestran que según los valores de Fe y Mn, las diamictitas caen dentro del área de "sedimentos glacimarineros antiguos".

Esquel: la secuencia estudiada por diversos autores (Ferguson, 1941, 1950; Cazau, 1972; Sepúlveda y Cucchi, 1978; Cucchi, 1980; López Gamundi, 1980) ha sido caracterizada litológicamente por López Gamundi (1980) como una sucesión de espesor mínimo de 1200 m con lutitas y areniscas finas alternantes (Miembro inferior o Ritmitas), diamictitas macizas oscuras (Miembro medio) similares a las de la sierra de Tequel y que culmina con areniscas cuarcíticas y pelitas oscuras (Miembro superior).

Actualmente se están realizando estudios en las secuencias diamictíticas de la Cuenca Central Patagónica desde el punto de vista paleoambiental como también desde el punto de vista del análisis de cuenca (López Gamundi y Limarino, en preparación). Los resultados previos de las primeras observaciones permiten insinuar la posibilidad de encontrarse con secuencias importantes asociadas genéticamente con abanicos submarinos a los cuales el material detrítico habría llegado quizá regulado por el comportamiento de capas de hielo ubicadas hacia el E (macizo nordpatagónico).



## 7. ISLAS MALVINAS

### 7.1. Introducción

La secuencia del Paleozoico superior de las Islas Malvinas comprende la Formación Bluff Cove (Baker, 1924) y Formación Lafonia (Halle, 1912) o Diamictita Lafonia (Frakes y Crowell, 1967), ambas asignadas al Carbónico superior.

La secuencia se completa con las Formaciones Port Sussex, Terras Motas y Bahía Choiseul, ésta última propuesta por Jalfin y Bellosi (1981). Las tres últimas Formaciones comprenden al Pérmico inferior.

La Formación o Tillita Lafonia (Halle, 1912) ha sido asociada a la glaciación del Gondwana por varios autores (Baker, 1924; Adie, 1952a) pero sólo Frakes y Crowell (1967) han descrito las diferentes facies que constituyen esta unidad. Los mismos autores además han realizado una interpretación paleoambiental donde definen a la unidad como Diamictita Lafonia, para evitar denominaciones de índole genético. La Diamictita Lafonia aflora en la parte central de la Isla Soledad desde Puerto Sussex al O hasta Puerto Fitzroy al E, y en la Isla Gran Malvina aparece aflorando principalmente sobre la costa este de la isla.

La secuencia diamictítica se apoya discordantemente sobre areniscas, conglomerados y pelitas de edad devónica; ya que Boucot (en Frakes y Crowell, 1967) asigna a la Formación Fox Bay una edad emsiana (Devónico) a raíz del hallazgo de fósiles en las cercanías del Puerto de San Carlos.

Una síntesis completa de la estratigrafía de las Islas ha sido realizada por Adie (1952a, b, 1958) y luego completada por Turner (1980). Ultimamente Bellosi (1982) ha estudiado la

estratigrafía y paleoambientes de las unidades del Paleozoico superior de la región de Black Rock(Isla Soledad).

## 7.2. Diamictita Lafonia

Frakes y Crowell(1967) han descripto diamictitas macizas a pobremente estratificadas, oscuras, cuyo espesor varía entre 350 m y 850 m. Poseen porcentajes variables de clastos entre 5 y 50%; el tamaño de los clastos llega hasta 7 m. Los clastos corresponden al complejo de basamento de Cape Meredith(granitos, gneisses y esquistos) y a la secuencia clástica de edad devónica. Se han reconocido escasos clastos estriados y facetados. A su vez Frakes y Crowell(1967) citan la presencia de masas de areniscas deformadas dentro de los cuerpos diamictíticos. Además de las diamictitas, las cuales predominan netamente; estos mismos autores hacen mención a otras litologías tales como:

a)cuerpos arenosos filiformes de espesores entre 1 y 10 m y de 1 a 5 m de altura con contactos laterales verticales y netos con areniscas gruesas macizas o con estratificación plana o cruzada. Son considerados como canales subglaciales(eskers).

b)cuerpos arenosos tabulares compuestos de material friable y buena selección con estratificación entrecruzada similar a los cuerpos anteriormente descriptos. Son considerados como pequeños deltas terminales con respecto a los canales subglaciales.

c)pelitas con clastos erráticos considerados como sedimentos glacimarinas.

Por otro lado, Bellosi(1982) coincide en que la Diamictita Lafonia se ha acumulado en un ambiente glacial con episodios

glacilacustres y glacifluviales asociados. Existe un pasaje transicional a secuencias glacimarinas de acuotillitas, limolitas guijosas laminadas con clastos caídos("dropstones") y lutitas con ftanita de la Formación Port Sussex. Esta última unidad es considerada por Bellosi(1982) como característica de las últimas etapas de retroceso glacial, el cual dió como resultado una superficie deprimida, previamente a la respuesta isostática, la que permitió la migración de la línea de costa hacia tierra adentro. La consecuencia del proceso anterior es que las secuencias glaciales son cubiertas por sedimentitas glacimarinas propias del glaciar en retroceso y por rocas asignables a ambientes de sedimentación marina tranquila relativamente alejadas de la costa(lutitas con ftanita).

Al realizar un esquema paleogeográfico y paleoambiental general para los tiempos de glaciación, Frakes y Crowell(1967) consideran a la secuencia de la Diamictita Lafonia, junto con sus intercalaciones estratificadas como conectada con la terminación en el mar de un glaciar definiendo tres facies sedimentarias: facies oeste: de condiciones glaciales marginales representadas por diamictitas macizas y arenas filiformes interpretadas como eskers; facies intermedia: depósitos originados por movimientos de remoción en masa submarinos, y facies este: correspondiente a un ambiente de mar abierto con fangolitas con clastos, éstas últimas producto del balsaje glacial.

Estos mismos autores ubican, en función de las paleocorrientes un área elevada hacia el O; sobre esta área se ubicó la masa

de hielo que originó estos depósitos. Bellosi(1982) considera que el sentido de paleocorrientes es de ONO a ESE, aportando un dato interesante desde el punto de vista paleogeográfico.

## 8. CONCLUSIONES FINALES

En el estudio realizado han sido consideradas las secuencias del Paleozoico superior de la República Argentina portadoras de diamictitas en forma individual, tratando de determinar, en cada caso, un origen y proponer un modelo de sedimentación adecuado y consistente con las observaciones realizadas por el autor. Se desprende, por ende, de las páginas anteriores, que se han asignado a las diamictitas y rocas asociadas estudiadas diversos orígenes. La variedad de orígenes propuestos, que gradan desde secuencias con netas evidencias de sedimentación glacimarina a otras con claros indicios de haber sido generadas por procesos de remoción en masa submarina y/o corrientes de turbidez, no es obstáculo para llegar a varias conclusiones generales. Es interesante observar, en primer término, que la presencia de clastos estriados de indudable origen glacial, en secuencias asignables a flujos de detritos, obliga a considerar en estos depósitos no asociados genéticamente con la glaciación la posibilidad de una relación indirecta con este último fenómeno. Esta observación ha sido realizada ya por varios autores anteriormente (Frakes, Amos y Crowell, 1969; Frakes y Crowell, 1969; Coates, 1969; González, 1972) pero no ha sido posible hasta ahora encontrar un modelo sedimentario que abarque y explique totalmente la relación de las diamictitas con la glaciación del Paleozoico superior en

la Argentina.

El ejemplo más claro para explicar esta relación es el que nos brindan los depósitos diamictíticos de la zona de Barreal-Uspallata en las provincias de San Juan y Mendoza. En esta área afloran las diversas unidades formacionales descriptas por separado en las páginas anteriores. El estudio de sus características sedimentológicas, como así también de las paleocorrientes, han permitido afirmar con algunas modificaciones el esquema paleogeográfico esbozado por Amos y Rolleri(1965) y Rolleri y Baldi(1969). Este esquema considera que durante fines del Devónico y principios del Carbónico se produjeron movimientos tectónicos que elevaron las secuencias del Paleozoico inferior y medio constituyendo la denominada "Protoprecordillera"(o "Precordillera Acádica", Baldi y Chebli, 1969). Este elemento positivo de rumbo aproximado N-S constituyó una barrera orográfica para la transgresión proveniente principalmente del SO y O, de tal manera que en su margen O se depositaron sedimentitas marinas correspondientes a la cuenca Calingasta-Uspallata. En su margen E se depositaron sedimentitas de origen fluvial de la Formación Jejenes y Las Lajas pertenecientes a la cuenca de Paganzo, y de edad similar a las rocas marinas estudiadas en este trabajo. Así se constituyó una costa abrupta con entradas y salidas y con escaso desarrollo de plataforma continental. Este conjunto de cor-

dón montañoso costero y plataforma estrecha se completa con la presencia de un talud continental próximo a la costa. Si sumamos a este panorama las condiciones climáticas reinantes durante el Carbónico medio y superior, convenientes para el desarrollo de glaciares de tipo alpino que llegaban a la costa, concluimos que la interacción entre estos elementos (talud continental próximo a la costa, disposición de material de origen glacial) dará como resultado la gran variedad de depósitos hoy aflorantes en la zona.

Por otro lado, las diamictitas poseen una edad razonablemente delimitada. En efecto, a través de todas las secuencias diamictíticas estudiadas se ha remarcado que el ajuste cronoestratigráfico es lo bastante exacto para decir que las unidades portadoras de diamictitas se circunscriben al Carbónico medio y superior (más exactamente al piso Westfaliano y parte inferior del Estefaniano), mayormente incluidas dentro de la zona de Levipustula. Esta afirmación permite, por lo tanto, definir las condiciones paleoambientales y paleoclimáticas de este intervalo.

Como se ha descripto, la gran variedad de facies sedimentarias reconocidas ha permitido tipificar, en las diferentes formaciones, diversos paleoambientes. Es así como las rocas de la Formación Hoyada Verde son consideradas dentro de un ambiente de sedimentación glacimarina. Las condiciones excepcionales de afloramiento y la variedad litológica presente la convierten en la sección tipo para la glaciación del Gondwana en la Argentina. Los argumentos para realizar



la anterior afirmación se resumen en la presencia de un pavimento de bloques estriados, de pelitas laminadas con clastos mayores con estructura de impacto ("dropstones") y la presencia de depósitos caóticos con clastos estriados y cuerpos cordoniformes de areniscas medias y conglomerádicas interpretadas como canales subglaciales. También aparecen asociadas facies de fangolitas guijarrosas con cuerpos de arena deformados que se interpretan como producto de flujos de detritos submarinos. La distribución de las facies, como así también sus características generales, concuerdan con los modelos de sedimentación glacimarina proximal de Carey y Ahmad(1961), Anderson(1972), Dreimanis(1979) y Maxwell(en Reading, 1980). La Formación Hoyada Verde pasa hacia arriba a facies litorales y continentales del Grupo Pituil.

La Formación Majaditas representa el mejor ejemplo de transición entre sedimentación de zonas de aguas tranquilas por debajo del tren de olas a zonas de alta energía (litorales). Esta transición y sus extremos quedan registrados en la variación vertical de las facies, ya que la unidad comienza con depósitos conglomerádicos gruesos, sin intercalaciones de areniscas entrecruzadas de origen aluvial, en general caóticos, clasto-sostén, considerados dentro del grupo de conglomerados resedimentados(Walker, 1975a, b, 1978) que aparecen asociados lateralmente y hacia arriba con fangolitas guijarrosas(diamictitas lentiiformes) y turbiditas "clásicas" descriptibles según el esquema de

Bouma(1962). Estas turbiditas aparecen esporádicamente afectadas por pliegues sinsedimentarios(pliegues convolutos) de gran escala con conglomerados suprayacentes. Este conjunto litológico puede ser explicado como parte de asociaciones faciales de abanico submarino según los modelos propuestos principalmente por Normark(1970, 1978), Walker y Mutti(1973), Mutti y Ricci Luchi(1975) y Walker(1978). La transición entre planicie abisal y plataforma se resuelve a través de facies de areniscas y limolitas con estratificación ondulítica(facies 4) que transicionalmente pasan hacia arriba a areniscas medias y gruesas con estratificación entrecruzada(planar y en artesa), ondulitas y lineación por partición (facies 5 y 6 ) con las cuales remata la sucesión. Esta transición es similar a la descrita por Walker(1966) y Graham(1982).

Los niveles de la Formación Leoncito corresponden en su totalidad a fangolitas guijarrosas macizas con masas deformadas de arena y escasos niveles lentiformes de conglomerados. Las masas contorsionadas, las cuales abundan en casi todas las unidades estudiadas, representan la deformación en estado plástico del material arenoso, incluido dentro de una masa que tiene como mecanismo de soporte, el de consistencia de matriz("matrix strength", Middleton y Hampton,1973; Dott, 1963), el cual es característico de las rocas con una alta relación matriz/clastos, como ocurre en los flujos de

detritos. Los depósitos de la F. Leoncito poseen características de facies proximal dentro de las secuencias de remoción en masa (Crowell, 1957).

La Formación Ansilta presenta una sucesión de facies sedimentarias que puede ser explicada con los modelos de abanico submarino, ya que poseen estas facies características en común con este modelo (paraconglomerados o diamictitas de aspecto caótico asociados a areniscas macizas o con estructura en plato, turbiditas "clásicas", pelitas hemipelágicas y conglomerados resedimentados desorganizados a organizados según el esquema de Walker, 1975a). La abundancia de diamictitas hacia la base no puede ser explicada por este modelo exclusivamente. La parte superior de la F. Ansilta pasa a depósitos litorales y continentales de probable edad pérmica inferior.

Las paleocorrientes medidas dentro de las unidades mencionadas han sugerido un área de aporte ubicada hacia el E y NE como ya ha sido parcialmente propuesto por López Gamundi y Alonso (1982), los que además consideraron a esta zona de aporte (la "Protoprecordillera") como un orógeno reciclado según la terminología de Dickinson y Suczek (1978); de tal manera que queda definido así, desde el punto de vista geotectónico, el borde oriental de la cuenca Calingasta-Uspallata en este sector.

La similitud de facies entre la Formación Ansilta y la Formación Agua de Jasúel es sorprendente, ya que los

depósitos diamictíticos aparecen en ambas unidades en la parte basal y luego afloran bancos de areniscas macizas o conglomerádicas con escasos niveles de estratificación entrecruzada en artesa (correspondientes a la facies de "massive sandstones" y "pebbly sandstones" de Walker, 1976, facies B y E de Mutti y Ricci-Luchi, 1975 o facies A y B de Walker y Mutti, 1973) y turbiditas organizadas según el esquema de Bouma (1962)  $T_{c-e}$  y en menor medida  $T_{b-e}$  consideradas como facies de intercanal. La presencia de secuencias  $T_{c-e}$  predominantemente pelíticas ha sido interpretada como depósitos distales (Walker, 1967), en contraposición a las secuencias  $T_{a-e}$ . Sin embargo Mutti (1977) y Welsh (1979) llaman la atención sobre la posibilidad de que estos depósitos sean de carácter proximal o distal según la ubicación dentro del complejo de abanico. Por lo tanto consideramos que la definición de Mutti (1977) de turbiditas finamente estratificadas ("thin-bedded turbidites") es preferible a la de turbiditas distales. Como en la F. Ansilta, la F. Agua de Jagüel pasa hacia arriba a pelitas y luego a areniscas y lentes de coquinas de plataforma.

Resumiendo las características principales de las unidades con diamictitas de la cuenca Calingasta-Uspallata se puede decir que genéticamente éstas abarcan tanto secuencias glaciomarinas proximales (Formación Hoyada Verde), sucesiones transicionales de ambiente de turbiditas a de aguas someras (Formación Majaditas), unidades con

indicios claros de flujos de detritos submarinos someros(Formación Leoncito) y facies de abanico clásicas (Formaciones Ansilta y Agua de Jagüel). Todas estas interpretaciones son consideradas como variantes dentro de un todo continuo. La mencionada somerización de las aguas que se verifica más marcadamente en la F.Majaditas pero que incluye a la F.Ansilta y F.Agua de Jagüel( y también válido para el Grupo Pituil que suprayace a la F.Hoyada Verde) correspondería en forma directa a la recuperación isostática correspondiente al término del período glacial(Crowell, 1978; Bathia y Parsad, 1981). Sin embargo debe remarcarse que esta recuperación no debió ser instantánea, sino que inmediatamente después de la finalización del período glacial se produjo una transgresión que depositó las secuencias finas, las cuales se observan más claramente en la sección de la F.Hoyada Verde(ver apartado 2.2.).

Las diamictitas de la Formación Tarija se encuentran dentro de un marco sedimentario diferente ya que suprayacen a secuencias pelíticas y arenosas de la F.Tupambi y a su vez se encuentran por debajo de areniscas rojas y conglomerados de la F.Las Peñas constituyendo en su conjunto una secuencia granocreciente de carácter progradante en la cual las diamictitas se ubican dentro del ambiente de frente deltaico constituyendo un conjunto litológico no gradado, mal seleccionado y con abundantes intercalaciones arenosas en general deformadas por flujo plástico lo que demuestra la interacción

entre ambas litologías(diamictitas y areniscas) hasta límites de interpenetración con bordes difusos. El deterioro de la estratificación por pérdida de cohesión ha sido considerado como un fenómeno propio de flujos de gravedad o turbidez en aguas someras(Dott, 1963). Las diamictitas de la F.Tarija quedarían así relacionadas genéticamente con deltas de tipo constructivo(dominados por la acción fluvial), caracterizados por pendientes naturales críticas y con altas tasas de sedimentación y subsiguiente sobrecarga. El carácter no gradado favorece un origen gravitatorio en detrimento al de corrientes de turbidez. Un origen similar había ya sido sugerido por Frakes, Amos y Crowell(1969) y Frakes y Crowell(1969). La presencia de clastos estriados en las diamictitas de la F.Tarija sugiere la posibilidad cierta de que por lo menos parte del material haya sido originado en un glaciar, el cual, de acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas y paleoclimáticas vigentes, se ubicaría hacia el E, en el arco de Asunción(Frakes y Crowell, 1975). La revisión crítica de todas las formaciones con diamictitas nos hace reconsiderar seriamente la controversia ya clásica entre diamictitas de origen glacial y de origen no glacial(tilloides en el sentido de Schemerhorn y Stanton, 1963; los cuales los definen como depósitos similares a tills generalmente depositados por transporte de gravedad) y meditar sobre su verdadero valor. Al revisar cada cuenca, donde existe registro del Paleozoico superior de la República Argentina, encontramos

dentro de un intervalo cronológico bien definido (Westfaliano-Estefaniano) la presencia de diamictitas. Este hecho, por sí solo, llama la atención y obliga a meditar sobre la posibilidad de que haya existido un fenómeno generalizado que, sea directa o indirectamente, haya sido el causante de esa presencia llamativa tanto cualitativamente como cuantitativamente.

Esta presencia ha sido tratada en forma individual y explicada por diversos procesos deposicionales como los anteriormente descritos, pero la provisión, abundancia general y regularidad en su distribución areal y temporal no pueden ser explicadas en términos que excluyan a la glaciación.

Es interesante destacar que la relación entre corrientes de turbidez y procesos de remoción en *masa* subácueos por un lado, y la glaciación por otro, ha sido destacada por diversos autores, remarcando que existe una frecuencia mayor de corrientes de turbidez durante los períodos glaciales que en los períodos no glaciales o interglaciales (Ericsson et al., 1961; Heezen y Hollister, 1964).

La relación entre sedimentación glacimarina, retransporte y posterior deposición en aguas someras de material glacial, sedimentación de abanico submarino y abisal está sintetizada en la figura 8.1. En la misma se han graficado las principales litologías presentes en las secuencias estudiadas, las posibles relaciones y transiciones entre unas y otras y su ubicación paleoambiental. Este modelo es un intento de unificar criterios aislados para



# MODELO DE SEDIMENTACION GLACIMARINA

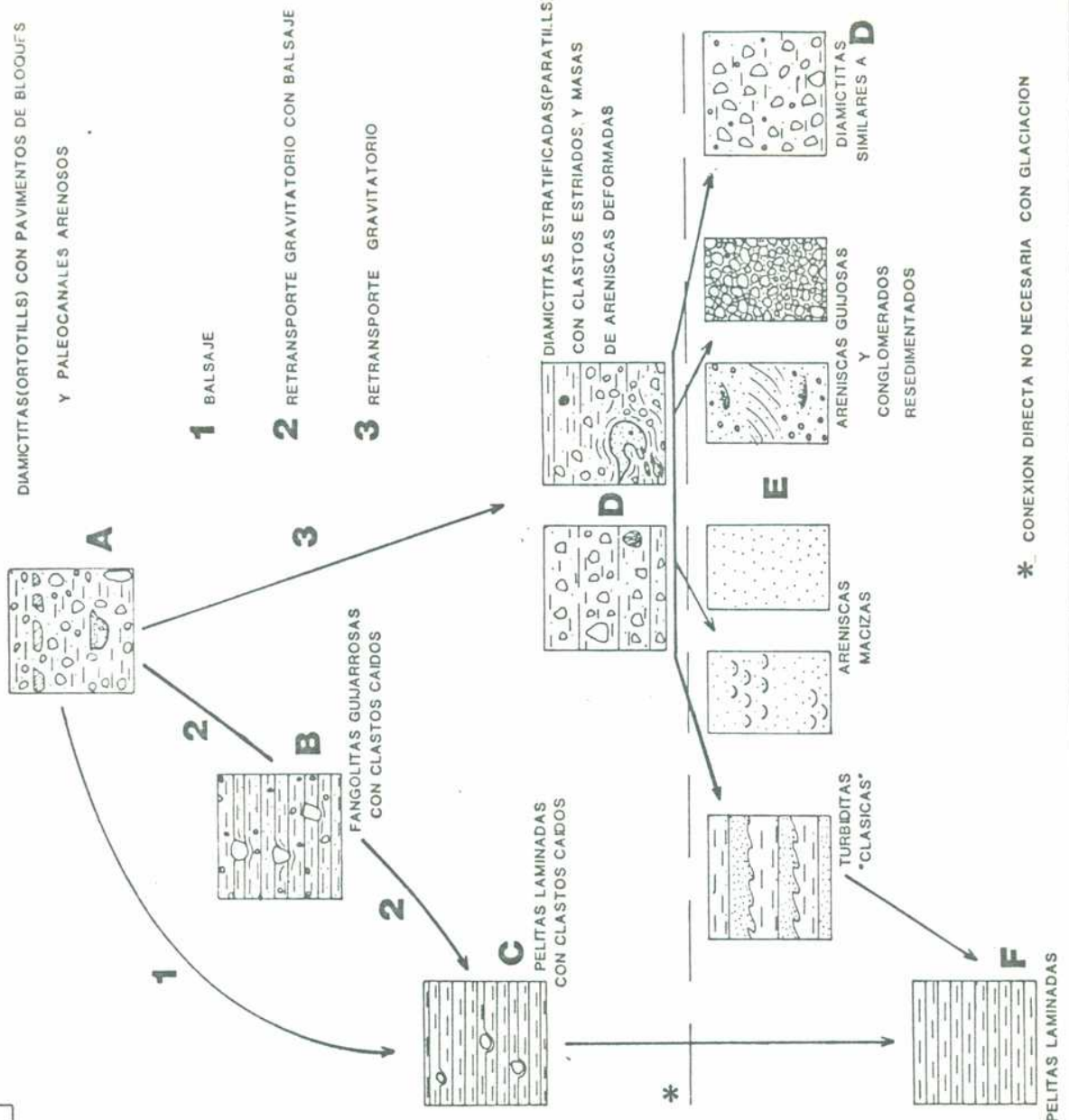
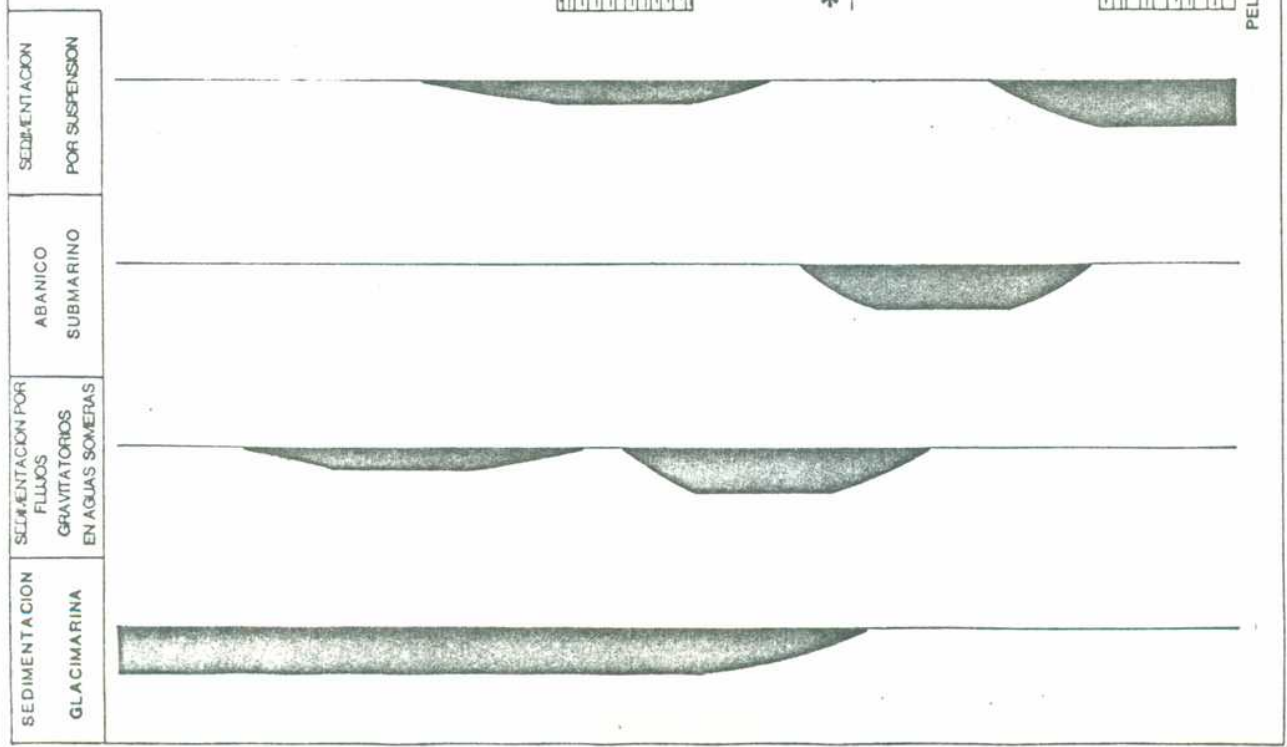


Fig. 8.1.

la confección de una interpretación paleoambiental global que explique la variedad de depósitos diamictíticos y rocas asociadas de edad carbónica media y superior en la República Argentina.

En el marco general de la glaciación en América del Sur las cuencas ubicadas hacia el O (cuencas Norte Argentino o Tarija, Calingasta-Uspallata, Central Patagónica) han de considerarse relativamente marginales a los centros importantes de glaciación. Su ubicación paleolatitudinal permite decir que se ubicaron en latitudes medias a ligeramente altas y asociadas con glaciación de tipo alpino controlada topográficamente. En contraposición, las evidencias de la glaciación en la cuenca de Paraná tanto en Brasil como en Argentina, como en las Sierras Australes-Cuenca del Colorado y Malvinas sugerirían la presencia de capas de hielo continental ("ice sheets" desconectadas con eventos orogénicos; Frakes, 1980). Estas últimas regiones estuvieron ubicadas en latitudes más altas que las anteriormente nombradas de acuerdo con las reconstrucciones del Gondwana (McElhinny, 1973; Emberton y Valencio, 1977). Debido a la posición relativa con respecto al polo del supercontinente del Gondwana, se dieron en esos tiempos las condiciones para la generación de una época glacial, cuyo requisito principal para su formación es la existencia en el polo de una gran masa continental (Frakes, 1980). Las curvas de deriva polar confirman la anterior aseveración dando su aporte para

la existencia de la glaciación.

Finalmente cabe una última reflexión: al revisar la bibliografía especializada, el autor se enfrentó con la sensación de un saber históricamente pendular que varía entre épocas en que "todo era glacial" y épocas donde "nada era glacial". Las conclusiones de este trabajo no pueden considerarse en su conjunto como una salida de compromiso, sino como el intento de descifrar la compleja interacción entre sedimentación glacimarina y procesos de flujo gravitatorio y turbidítico submarinos. La cuestión es investigar sin preconceptos. Esta última idea ha regido este trabajo desde el principio hasta el fin.

## 9. AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer a las siguientes personas y entidades por la ayuda prestada.

Al Dr.A.Amos por la dirección de este trabajo de Tesis, en especial por su constante apoyo y por el fructífero intercambio de ideas durante la elaboración del estudio. Las enseñanzas transmitidas superan el marco meramente profesional y científico e incluyen principios éticos que el autor valora profundamente.

A diversos colegas que con su capacidad y a través de interesantes cambios de opiniones, tanto en el campo como en gabinete, permitieron mejorar las distintas partes de este trabajo: Dr.C.González(Universidad de Tucumán-CONICET), Dr.A.Rocha-Campos(Universidad de Sao Paulo, Brasil), Dr.F.Aramayo Flores(YPF), Dr.R.Andreis(CONICET), Dr.L.Spaletti(Universidad de La Plata-CONICET) y Lic.O.Limarino(Universidad de Buenos Aires-CONICET).

A las autoridades de YPF por las facilidades prestadas durante el trabajo de campo en la zona de Tartagal y por permitir la inclusión del estudio de la F.Tarija en este trabajo.

A las autoridades del Observatorio Félix Aguilar de la Universidad de San Juan por facilitar al autor alojamiento y comida durante varias campañas a la zona de Leoncito. A las autoridades del Departamento de Ciencias Geológicas por las facilidades prestadas y a los miembros de su cuerpo docente por sus enseñanzas.

A las personas que contribuyeron en diversas formas durante la tarea de campo: Lic.M.S.Alonso, Lic.J.Taúl, Lic.J.Sellés Martínez, Lic.H.Sessarego, Lic.A.Bruera y Srta.I.Espejo.

A mi familia y amigos, por su constante estímulo y apoyo.

## 10. REFERENCIAS

Adie, R., 1952a. Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands. XIX Cong.Geol.Int., Symp. sur séries de Gondwana; Argel:385-392.

———, 1952b. The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. Geol.Mag., 89(6):401-410.

———, 1958. Falkland Islands, Iles Malouines ou Falkland Islas Malvinas. L'exique Stratigr. Int., V Amérique Latine, Paris, fasc. 9c:35-55.

Ahfeld, F. y L. Branisa, 1960. Geología de Bolivia. Inst. Bol. de Petróleo. La Paz.

Ahmad, N., 1981. Late Paleozoic Talchir tillites of Peninsular India. En: M.Hambrey y W.Harland(editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press: 326-330.

———, K.Ghauri, S.Abbas y C.Moakhar, 1975. Basal Talchir pavements from Lower Hasdo Valley, M.P., India. Indian Geol. Assoc.Bull., 9:51-52.

Allen, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. Sedimentology, 5:89-191.

———, 1970. Physical processes of sedimentation. Am. Elsevier, 248p.

———, 1974. Studies on fluviatile sedimentation: lateral variation in some fining-upwards cyclothems from Red Marls, Permbrokeshire. Geol.Jour.Liverpool, 9:1-16.

Allen, P., 1981. Sediments and processes on a small stream flow dominated Devonian alluvial fan , Shetland Islands. Sed.Geol., 29(1):31-66.

Amos, A. J., 1954. Observaciones de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica del Zonda(San Juan). Asoc.Geol.Arg.Rev., IX(1):5-38.

———, 1958. Algunos Spiriferacea y Terebratulacea(Brach.) del Carbónico superior del "Sistema de Tepuel"(Provincia de Chubut). Contr.Cient.Fac.Ciencias Exactas y Naturales, Ser. Geol. 2(3):95-108.

———, 1960. Algunos Chonetacea y Productacea del Carbonífero inferior y superior del Sistema de Tepuel. Provincia de Chubut. Asoc.Geol.Arg.Rev., XV(1/2):81-107.

———, 1961. Una nueva especie de Nudirostra del Carbonífero de San Juan y Patagonia. Ameghiniana, II(3):49-53.

———, 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. An.Acad.brasil.Cien., 44(supl.):21-36.

———, 1981. Correlación de las Formaciones Carbónicas Marinas de Argentina. An.Acad.brasil.Cien., 53(2):347-356.



- , 1982. Las reconstrucciones paleogeográficas en el Paleozoico superior en base a las rocas glacigénicas. Anal. Acad.Nac.Cs.Ex.Fís.Nat. Buenos Aires, t.34:111-135.
- y O.López Gamundi, 1980. Las rocas glacígenas del Paleozoico superior de Argentina. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina. Acta.Geol.Lilloana, t.14(supl.):111-113.
- y ———, 1981a. Las diamictitas del Paleozoico superior de la República Argentina: su edad e interpretación. Actas VIII Cong.Geol.Arg., San Luis, III:41-58.
- y ———, 1981b. Late Paleozoic diamictites of the Central Patagonian Basin, Argentina. En: M.Hambrey y W.Harland(editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record" Cambridge University Press.
- y ———, 1981c. Late Paleozoic tillites and diamictites of the Calingasta-Uspallata and Paganzo Basins, San Juan and Mendoza provinces, Western Argentina. Ibidem.
- y ———; 1981d. The Late Paleozoic Sauce Grande Formation of eastern Argentina. Ibidem.
- y H.Marchese, 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio, Estancia El Leoncito, sur de Barreal, San Juan. Asoc.Geol.Arg.Rev., XX(2):263-270.
- y E.Roller, 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. Bol.Inf.Petrol., 368.

—————, C.Urien y D.Coates, 1967. Guía N°3. Southern Hills of the Province of Buenos Aires. First Int. Symp. on Gondwana Stratigraphy and Paleontology. Mar del Plata.

Anderson, J.B., 1972. Nearshore glacial-marine deposits from modern sediments of the Wedell Sea. Nature(Ph.Sc.), 240:189-192.

—————, D.D.Kurtz, E.Domack y K.Balshaw, 1980. Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic Continental Shelf. Jour.Geology, 88:399-414.

Andreis, R., 1965. Petrografía de las sedimentitas psefíticas paleozoicas de las Sierras Australes bonaerenses. An.Com.Inv. Cient.Prov.Bs.As., VI:9-93. La Plata.

————— y G.Bossi, 1981. Algunos ciclos lacustres en la Formación Malanzán(Carbónico superior) en la región de Malanzán, Sierra de los Llanos, provincia de La Rioja. Actas VIII Cong. Geol.Arg., San Luis, IV:639-655.

Angino, E., 1966. Geochemistry of Antarctic pelagic sediments. Geochim.Cosmochim.Acta, 30:939-961.

Anketell, J., J.Cegla y S.Dzulynski, 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc.Geol.Pol., 40:3-30.

Ayaviri, A., 1972. El sistema Carbónico en el Sureste Boliviano. An.Acad.brasil.Cienc., 44(supl.):51-60.

- Azcuy, C. y G.Laffitte, 1981. Palinología de la cuenca Noroeste Argentina: I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. Actas VIII Cong.Geol.Arg., San Luis, IV:823-838.
- Baker, H.A., 1924. Final Report on geological investigations in the Falkland Islands, 1920-1922. Stanley Government Printer: 1-28.
- Baldis, B. y G.Chebli, 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. Actas IV Jorn.Geol.Arg., I:47-66.
- Bathia, M. y A.Parsad, 1981. Evolution of Late Paleozoic glacial marine sedimentation in the Simla Hills, Lesser Himalaya, India. N.Jb.Geol.Paleont.Mh., 5:267-288.
- Bell, C., 1981. Soft sediment deformation of sandstone related to Dwyka glaciation in South Africa. Sedimentology, 28:321-329.
- Bellosi, E., 1982. Geología de la Región de Black Rock, Isla Soledad, Malvinas. Trab.Final Lic., Fac.Cs.Ex.Nat.,Univ.Bs.As.
- Blatt, H.,1967. Provenance determinations and recycling of sediments. Jour.Sed.Petrol., 37:1031-1044.
- y J.Christie, 1963. Undulatory extinction in quartz of igneous and metamorphic rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks. Jour.Sed.Petrol., 33: 559-579.

- , G.V.Middleton y R.Murray, 1980. Origin of sedimentary rocks. Prentice Hall Inc., New Jersey.
- Bond, G., 1981a. Late Paleozoic(Dwyka) glaciation in the Middle Zambezi region. En: M.Hambrey y W.Harland(editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press.
- , 1981b. Late Paleozoic(Dwyka) glaciation in the Sabi-Limpopo region, Zimbabwe. Ibidem.
- Boulton, G.S., 1972. Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice-sheets. Jour.Geol.Soc.London, 128(4):361-393.
- , 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. Sedimentology, 75:773-799.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 p.
- Bowen, R.L., 1969. Late Paleozoic Glaciation, Eastern Australia. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:821-843. París.
- Bucher, W., 1919. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. Am.J.Sci, 74(4).
- Bull, P.A., 1977. Glacial deposits identified by chattermark trails in detrital garnets. Comment. Geology, 5:248.

- Canuto, J. y Rocha-Campos, A.C., 1981. Facies and sedimentary environments of Late Paleozoic diamictites and associated rocks in Southern Paraná and Northern Santa Catarina, Brazil. Proyecto 42(IUGS-UNESCO) Paleozoico superior de América del Sur , Boletín N°4.
- Caorsi, J. y J.Goñi, 1958. Geología Uruguay. Inst.Geol.Urug., Bol.37, Montevideo.
- Carey, S.W. y N.Ahmad, 1961. Glacial marine sedimentation. En: G.Raasch(editor), Proceed.First Inst.Symp. on Arctic Geology, 2, Toronto, University of Toronto Press, 865-894.
- Cazau, L., 1972. Cuenca del Ñirihuau- Ñorquinco y Cushamen. En: A.Leanza(director y editor) Geología Regional Argentina. Acad. Nac.Cienc.:727-740. Córdoba.
- Coates, D., 1969. Stratigraphy and sedimentation of the Sauce Grande Formation, Sierra de la Ventana, Southern Buenos Aires Province, Argentina. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:799-820. París.
- Coleman, A., 1926. Ice ages, recent and ancient.New York Editions.
- Coleman,J. y R. Wright, 1974. Deformational processes in delta front deposits. Gulf Coast Assoc.Geol.Soc.Trans., 24.
- Creer,K.M., B.J.Embleton y D.Valencio, 1970. Triassic and Permian paleomagnetic data from South America. Earth and Planet.Sci.Lett., 8:173-178.

- Crook, k., 1974. Lithogenesis and Geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). En: R.H.Dott Jr y R.Shaver(editores) Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ.Paleont.Miner., Sp.Pub N°19:304-310.
- Crowell, J., 1957. Origin of pebbly mudstones. Geol.Soc.Am.Bull., 68:993-1010.
- , 1964. Climatic significance of sedimentary deposits containing dispersal megaclasts. En: A.Nairn(editor) Problems in Paleoclimatology, Interscience, Londres, 86-99.
- , 1978. Gondwanan glaciation cyclothems, continental positioning and climate change. Am.J.Sci., v.278:1345-1372.
- y L.A.Frakes, 1972. Late Paleozoic Glaciation: Part V, Karroo Basin, South Africa. Geol.Soc.Am.Bull., 83: 2887-2912.
- Csaky, A., 1963. Geología de la zona situada al N del Cordón del Naranjo y S del Cerro Cabeceras, departamento Calingasta, San Juan. Trab.Fin.Lic., Fac.Cs.Ex.Nat., Univ.Bs.As.
- Cucchi, R., 1980. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. Asoc.Geol.Arg.Rev., XXXV(2):167-173.
- Cuerda, A., 1946. La Sierra de Los Colorados, desde el Arroyo de las Cabeceras (Estancia El Leoncito) hasta frente a la población de Barreal. Tesis Doctoral, Museo de La Plata, Univ. La Plata

Cummins, W.A., 1962. The Graywacke Problem. Geol.Jour., 3:51-72.

Chriss, T. y L.A.Frakes, 1972. Glacial marine sedimentation in the Ross Sea. En: R.Adie(editor) Antartic Geology and Geophysics, Oslo, Comm.Antartic Research:747-762.

Dickins, J.M., 1978. Climate of the Permian in Australia: the invertebrate fauna. Palaeogeogr. Palaeoclimat.Palaeoecol., 23:33-46.

Dickinson, W., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. Jour.Sed.Petrol., 40:695-707.

—————, 1971. Plate tectonic models of geosynclines. Earth Planet.Sci.Lett., 10:165-174.

—————, 1974. Plate Tectonics and Sedimentation. En: W.Dickinson(editor) Tectonics and Sedimentation. Soc.Econ. Paleont.Mineral.Spec.Pub. N°22:1-27.

————— y C.Suczek, 1979. Plate Tectonics and Sandstone Compositions. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull, 63(12):2164-2182.

Dott, R.H.Jr., 1961. Squantum "tillite", Massachussets. Evidence of glaciation or mass-movement?. Geol.Soc.Am.Bull., 72:1289-1306.

—————, 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 47(1):104-128.



—————, 1966. Eocene deltaic sedimentation at Coos Bay,  
Oregon. Jour.Geology, 74:373-420.

————— y J.Howard, 1963. Convolute lamination in non graded  
sequences. Jour.Geology, 70:

Dreimanis, A., 1956. Steep Rock boulder train. Proc.Geol.Assoc.  
Canada, 8:28-70.

—————, 1976. Tills: their origin and properties. En:  
R.F.Legett(editor) Glacial Till, Spec.Pub.Nº12, Royal Soc.Ca-  
nada, 11-490, Ottawa.

—————, 1979. The problems of water lain till. En: Ch.  
Schlechter(editor) Moraines and Varves, A.A.Balkema, Ro-  
tterdam.

Dunbar, C., 1940. The type Permian: its classification and co-  
rrelation. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 24:237-281.

Du Toit, A., 1921. The Carboniferous glaciation in South Africa  
Trans.Geol.Soc.Africa, 24:188-277.

—————, 1927. A geological comparison of South America  
and South Africa. Carnegie Inst., Washington, Pub. Nº381.

—————, 1937. Our wandering continents. Oliver & Boyd.

Dzulynski, S., M.Ksiazkiewicz y Ph.H.Kuenen, 1959. Turbidites  
in flysch of the Polish Carpathian Mountains.Geol.Soc.Am.Bull.,  
70:1089-1118.

————— y J.Sanders, 1962. Current marks on firm mud bottoms. Connecticut Acad.Arts and Sci., 42:75-96.

————— y A.Smith, 1963. Convolute lamination, its origin, preservation and directional significance. Jour.Sed.Petrol., 33(3):616-627.

Embleton, B.J. y D.Valencio, 1977. Paleomagnetism and the reconstruction of Gondwanaland. Tectonophysics, 40:1-12.

Ericsson, D., M.Ewing, G.Wollin y B.Heezen, 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. Geol.Soc.Am.Bull., 72:193-285.

Fairbridge, R.W., 1970. An Ice-Age in the Sahara. Geotimes, 15(6): 18-20.

Fernández Garrasino, C.A., 1978. Algunos rasgos sedimentarios y estratigráficos de las llamadas "Areniscas del Palmar" (Carbónico de la Cuenca de Tarija, Chaco Salteño) y esquemas evolutivos paleoambientales del Grupo Macharetí, Argentina (resumen). Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina. Acta Geol.Lilloana, t.14(supl.):49-52.

————— , 1980. Late Paleozoic Tarija Formation, southern Bolivia and northern Argentina. En: M.Hambrey y W.Harland (editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press.

Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica

San Carlos de Bariloche. Bol.Inf.Petrol., XVIII, 200:27-63.

—————, 1950. Descripción Geológica de la Patagonia, I-III. Dir.Gral. YPF. Buenos Aires.

Flint, R.F., 1971. Glacial and Quaternary Geology. Wiley & Sons, New York, 533p.

—————, J.Sanders y J.Podgers, 1960. Diamictite, a substitute term for symmictite. Geol.Soc.Am.Bull., 71:1809-1810.

Folk, R.L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. Jour.Geology, 62:344-359.

—————, 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Book Store, seg.ed., Austin, Texas.

—————, 1975. Glacial deposits identified by chattermark trails in garnets. Geology, 3:473-475.

—————, Glacial deposits identified by chattermark trails. Reply. Geology, 5:249.

————— y W.Ward, 1957. Brazos River Bar, a study in the significance of grain-size parameters. Jour.Sed.Petrol., 27(1): 3-27.

Fossa-Mancini, F., 1943. Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en la Argentina. Rev.Mus.La Plata(n.s.), Sec.

Geol.,1:299-324.

Frakes, L., 1980. Climates throughout geologic time. Elsevier, New York, 310p.

———, A.J.Amos y J.Crowell, 1969. Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:821-843. París.

——— y J.Crowell, 1967. Facies and paleogeography of Late Paleozoic Lafonian diamictite, Falkland Islands. Geol.Soc.Am. Bull., 78:37-58.

——— y ———, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I. South America. Geol.Soc.Am.Bull., 80: 1007-1042.

——— y ———, 1970. Late Paleozoic Glaciation: II. Africa, exclusive of the Karroo Basin. Geol.Soc.Am.Bull., 81: 2261-2286.

——— y ———, 1972. Late Paleozoic glacial geography between the Paraná Basin and the Andean Geosyncline. An. Acad.brasil.Cienc., 44(supl.):139-146.

——— y ———, 1975. Characteristics of modern glacial marine sediments, application to Gondwana glacials. En: K.S.W.Campbell(editor) Third Gondwana Symposium(1973), Cambridge, Australian University Press, 373-380.

- , P.Figueiredo Filho y V.Fulfaro, 1968. Possible fossil  
eskers and associated features of the Paraná Basin, Brazil.  
Jour.Sed.Petrol., 38(1):5-12.
- , D.Mathews y J.Crowell, 1971. Late Paleozoic Glaciation:  
Antarctica. Geol.Soc.Am.Bull., 82:1581-1604.
- Freytes, E., 1970. Informe geológico preliminar sobre la sierra  
de Tepuel (Departamento de Languineo y Tehuelches, Provincia  
de Chubut). YPF, informe inédito.
- Friedman, G., 1958. Determination of sieve size distribution  
from thin section data for sedimentary petrological studies.  
Jour.Geology, 66(4): 394-416.
- Ghibaudo, G., 1980. Deep-sea fan deposits in the Macigno Formation  
(Middle Upper Oligocene) of the Gordana Valley, Northern Appe-  
nines, Italy. Jour.Sed.Petrol., 50:723-742.
- Gilbert, G.K., 1905. Crescentic gouges on glaciated surfaces.  
Geol.Soc.Am.Bull., 17:303-316.
- González, C., 1969. Nuevas especies de Bivalvia del Paleozoico  
superior del Sistema de Tepuel. Provincia de Chubut (Argentina).  
Ameghiniana, VI(3):236-250.
- , 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior  
de Chubut, Argentina. Partes I y II. Asoc.Geol.Arg.Rev., 27(1-2).
- , 1975a. Nuevas Bivalvia de la Formación Las Salinas,  
Paleozoico superior de Chubut, Argentina. Actas I Cong.Arg. de

Paleont. y Bioestr., I:341-355. Tucumán.

—————, 1975b. Promitylus patagonicus nov.sp. (Mytilidae, Bivalvia) del Paleozoico superior de El Molle, provincia de Chubut (Argentina). Ibidem:329-339.

—————, 1978. Recientes progresos en el conocimiento de la fauna de bivalvos del Paleozoico superior del Oeste y Sur de la Argentina. Reunión Nacional El Paleozoico de Argentina, Acta Geol.Lilloana, 14(supl.):45-47.

—————, 1980. Sobre la presencia de "glendonita" en el Paleozoico superior de Patagonia. Asoc.Geol.Arg.Rev.,XXXV(3):417-420.

—————, 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. Asoc.Geol.Arg.Rev., 36(3):262-266.

González Bonorino, G., 1975. Acerca de la existencia de la Protoprecordillera de Cuyo. Actas VI Cong.Geol.Arg., I:101-108.

González, C. y N.Sabattini, 1972. Hyolithes amosi nov.sp. (Calypptomatida, Mollusca) del Paleozoico superior del Grupo Tepuel. Provincia de Chubut. Ameghiniana, IX(2):183-189.

Gosh, P. y D.Kitra(1969). Recent studies on the Talchir Glaciation in India. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:537-550, París.

Graham, J., 1982. Transition from basin plain to shelf deposits in the Carboniferous flysch, southern Marocco. Sed.Geol.,

33(3):173-194.

Gravenor, C., 1980. Chattermarked garnets and heavy minerals from the Late Paleozoic glacial deposits of Southeastern Brazil. Can.Jour.Earth Sci., 17(1): 156-159.

————— y V.Gostin, 1979. Mechanisms to explain the loss of heavy minerals from the Upper Paleozoic tillites of South Africa and Australia and the Late Precambrian tillites of Australia. Sedimentology, 26:707-

Grey, K., W. van de Graak y R.Hocking, 1977. Precambrian stromatolites as provenance indicators in the Permian Lyons Fm., Carnarvon Basin. Ann.Rep.W.Australia Geol.Surv., 1976, 70-72.

Halle, T., 1912. On the geological structure and history of the Falkland Islands. Geol.Inst.Upsala Bull., 11:115-229.

Hambrey, M. y W.Harland, 1979. Analysis of Pre-Pleistocene glacial rocks: aims and problems. En: Ch.Schluechter(editor) Moraines and Varves, A.A.Balkema, Rotterdam, 271-274.

————— y —————, 1981. Criteria for identification of glacial deposits. En: M.Hambrey y W.Harland(editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press, 4:14-17.

Harland, W., K.Herod y D.Krinsley, 1966. The definition and identification of tills and tillites. Earth Sci.Rev., 2: 225-256.



Haughton, S.H. y H.Frommurze, 1936. The geology of Warmbad District, South West Africa. Mem.Geol.Surv.South Africa, 2, South West Africa Series.

Harrington, G., 1922. North end of Aguaragüe Range from Camatindi to Cuero Quebrada. Standard Oil Co. of Bolivia, informe inédito.

Harrington, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País, provincia de Mendoza. Dir. Min.y Geol., Bs.As., bol.49.

—————, 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m Sierras de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires. Dir.Min.y Geol.,Bs.As., bol.61.

—————, 1969. Explanation of the geological map of the Arroyo Piedra Azul region, Sierra de Pillahuincó (Buenos Aires Province, Argentina). En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:989-1004. París.

—————, 1971. Hoja Ramblón. Dir.Nac.Minería.Bs.As.

—————, 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: A.Leanza (director y editor) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba: 395-405.

Heath, D.C., 1972. Geologie van die Sisteem Karroo in die gebied Mariental Asab, Suidwess-Afrika. Mem.Geol.Surv.S.Africa, 61.

- Heezen, B. y C.Hollister, 1964. Turbidity currents and glaciation. En: A.Nairn(editor) Problems in Paleoclimatology. Interscience. Londres, 99-109.
- Heim, A., 1945. Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan. Rev.Mus.La Plata(n.s.), secc.Geol.,II: 267-286.
- Helwig, J., 1972. Stratigraphy, Sedimentation, Paleogeography and Paleoclimates of Carboniferous("Gondwana") and Permian of Bolivia. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 56(6): 1008-1020.
- Holdsworth, G., 1973. Ice calving into the proglacial Generator Lake, Baffin Island, NWT, Canada. Jour.Glaciology, 12:235-250.
- Ingram, R.L., 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. Geol.Soc.Am. Bull., 65:937-938.
- Jalfin, G. y E.Bellosi, 1981. Formación Bahía Choiseul, denominación formal de los llamados "Estratos de Bahía Choiseul y Brenton Loch", Isla Soledad, Islas Malvinas. Proyecto 42 (IUGS-UNESCO) Paleozoico superior de América del Sur, Boletín N°6-7.
- Jopling, A. y R.G.Walker, 1968. Morphology and origin of ripple-drift lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Jour.Sed.Petrol., 38:971-984.
- Kamp, P. van de, J.D.Harper, J.Coniff y D.Morris, 1974. Facies

relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynez Mountains, California. Jour.Geol.Soc.London, 130: 545-565.

Keidel, J., 1916. La Geología de las Sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y los Andes. An.Minist.Agric., secc.Geol.Min.Miner., Bs.As., XI(3).

—————, 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. Bol.Acad.Nac.Ciencias Córdoba, XXV:3-96

—————, 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata(provincia de Mendoza). Physis, 14 (46):3-96.

—————, 1949. Estudios sobre las estructuras hercínicas en la margen oeste de la cuenca de Uspallata y Sierra de Cepeda, Frontón de la de Tontal(Provincias de Mendoza y San Juan). Bol.Acad.Nac. Ciencias Córdoba, XXXVIII:253-346.

————— y H.J.Harrington, 1938. On the discovery of lower Carboniferous tillites in the Precordillera of San Juan. Western Argentina. Geol.Mag., 75:103-129.

Kelling, G. y E.K.Walton, 1957. Load casts structures: their relationship to upper surface structures and their mode of formation.Geol.Mag., 94:481-491.

- Klein, G. de V., U. de Melo y J.C. Della Favera, 1972. Subaqueous gravity processes on the front of Cretaceous Deltas, Reconca-vo Basin, Brazil. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 83(5): 1469-1492.
- Konecki, M., J.Dickins y T.Quinlan, 1958. The geology of the coastal area between the lower Gascoyne and Murchison Rivers, Western Australia. *Rep.Bur.Min.Resour.Geol.Geophys.Australia*, 37.
- Krinsley, D. y J.Donahue, 1968. Environmental interpretation of sand grain surface textures by electron microscopy. *Geol.Soc. Am.Bull.*, 79:743-748.
- Kuenen, Ph.H., 1953. Significant features of graded bedding. *Am. Assoc.Petrol.Geol.Bull.*, XXXVII:1044-1066.
- Kurtz, D.D. y J.Anderson, 1979. Recognition and sedimentologic description of recent debris flow deposits from the Ross and Wedell Seas, Antarctica. *Jour.Sed.Petrol.*, 49(4):1159-1170.
- Landim, P. y M.Berrios, 1972. Distinção de tilitos dentre os mistitos do Subgrupo Itararé. *Rev.Bras.Geoc.*, 2(4):270-279.
- y L.Frakes, 1968. Distinction between tills and other diamictons based on textural parameters. *Jour.Sed.Petrol.*, 42:89-101.
- Lesta, P., M.Turic y E.Mainardi, 1978. Actualización de la información de la cuenca del Colorado. *Actas VII Cong.Geol.Arg.*, Neuquén, I:701-714.

Leveratto, M.A., 1972. La eruptividad subvolcánica terciaria en la Precordillera de San Juan, entre el río Jachal y el arroyo de las Cabeceras. Provincia de San Juan. Caracterización petrológica y vinculación con la estructura. Tesis doctoral, Fac.Cs.Ex.Nat., Univ.Bs.As.

López Gamundi, O., 1980. La Formación Esquel, litología y estructura, provincia del Chubut, Asoc.Geol.Arg.Rev., XXXV(2): 187-194.

————— y M.S.Alonso, 1982. Areas de proveniencia de las sedimentitas carbónicas(Formaciones Majaditas, Leoncito y Hoyada Verde), Barreal, provincia de San Juan, República Argentina. V Cong.Latin. de Geología, Actas, II:481-490.

————— y A.J.Amos, 1982. Criterios para la identificación de antiguos depósitos glaciogénicos(resumen). Reunión Regional Sudamericana sobre Depósitos Glaciogénicos. Commission on genesis and lithology of Quaternary Deposits (INQUA), Neuquén.

Lowe, D., 1975. Water scape structure in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22:157-204.

—————, 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Jour.Sed.Petrol., 52(1): 279-297.

————— y R. LoPiccolo, 1974. The characteristics and ori-

- gins of dish and pillar structures. Jour.Sed.Petrol., 44: 484-501.
- Maack, R., 1950. Comentarios sobre "Geological Map of South America". Arq.de Biol. e Tecnol., V-VI, Artig.15:173-196. Curitiba.
- Mackinon, J.L., 1969. Informe sobre Estratigrafía del Gondwana en la Región Noroeste del Uruguay. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:973-985. París.
- Marchese, H., 1964. Geología de la zona situada al N de la Estancia Leoncito(departamento de Calingasta). San Juan. Trab. Fin.Lic., Fac.Cs.Ex.Nat., Univ.Bs.As.
- Martin, H., 1964. The directions of flow of the Itararé ice sheets in the Paraná Basin, Brazil. Bol.Paran.Geog., 10-15: 25-76.
- , 1981a. The Late Paleozoic Dwyka Group of the South Kalahari Basin in Namibia and Botswana and the subglacial valleys of the Kaokoveld in Namibia. En: M.Hambrey y W.Harland (editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press, 67-70.
- McElhinny, M.W., 1973. Paleomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge University Press, 358p.
- McKee, E.D., 1965. Experiments on ripple lamination. En: G.V.Middleton(editor) Primary sedimentary structures and their hydro-

dynamic interpretation. Soc.Econ.Paleont.Mineral.Spec.Pub.Nº12: 66-83.

—————, 1966. Significance of climbing-ripple structure. Geol.Surv.Prof.Paper, 550D:94-163.

Mésigos, M.G., 1953. Fl Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral "Sierra de Barreal" (Provincia de San Juan). Asoc.Geol.Arg.Rev., VIII(2):65-100.

Middleton, G.V. y M.A.Hampton, 1973. Sediment gravity flows mechanisms of flow and deposition. En: G.V.Middleton y A.Bouma (editores) Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc.Econ. Paleont.Mineral.Pacific Section. Short Course, Anaheim:

————— y —————, 1976. Subaqueous sediment transport and denosition by sediment gravity flows. En: D.J.Stanley y D.J.P.Swift(editores) Marine sediment transport and environmental management. New York, Wiley Intersci.:197-218.

Milankovitch, M., 1938. Die Chronologie des Pleistozans. Bull. Acad.Nat.Sci.Math., Belgrado, 4:49.

Mills, H.H., 1977. Differentiation of glacier environments by sediment characteristics: Athabasca Glacier, Alberta, Canada. Jour.Sed.Petrol., 47(2): 728-737.

Mingramm, A., A.Pozzo, A.Russo, y L.Cazau, 1979. Sierras Subandinas. Segundo Simp.Geol.Ref.Arg., Acad.Nac. de Ciencias, Córdoba, 1:95-137.



Butti, F., 1977. Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Tocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, 24:107-131.

----- y F.Ricci Luchi, 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Soc.Geol. Italiana Mem.*, 11:161-199.

----- y -----, 1975. Turbidite facies and facies associations. En: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines: field trip guidebook, A-11, IX Int.Congress Sedimentology, Nice, 21-36.

Nelson, C. y L.Kulm, 1973. Submarine fans and deep-sea channels. En: G.V.Middleton y A.Bouma(editores) *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Soc.Econ.Paleont.Mineral.Pacific Section. Short Course, Anaheim, 39-78.

----- y T.Nilsen, 1974. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. En: R.H.Dott Jr. y R.Shaver(editores) *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Soc.Econ.Paleont. Mineral.Spec.Pub.Nº19:69-81.

Nilsen, T.H., 1977. Turbidite facies and sedimentation patterns. En: T.Nilsen(editor) *Late Mesozoic and Cenozoic Sedimentation and Tectonics in California*. San Joaquin Geol.Soc.Short Course. Bakerfield, 39-52.

Normark, W.1970. Growth patterns of deep-sea fans. *Am.Assoc.Petrol.*

Geol.Bull., 54:2170-2195.

—————, 1980. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 62(6):912-931.

Ovenshine, A., 1970. Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice-rafted deposits. Geol.Soc.Am.Bull., 81:891-894.

Padula, E. y A.Mingramm, 1969a. Subsurface Carboniferous beds of the Chaco Mesopotamian region, Argentina, and their correlation with parts of the Paraná Basin. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:1024-1040. París.

————— y —————, 1969b. Permian subsurface beds of the Chaco-Mesopotamian region and their relatives in Uruguay, Paraguay and Brazil. Ibidem:1041-1052.

————— y F.Reyes, 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, república de Bolivia. Bol. Tec.Yac.Petrol.Fiscales Bolivianos.

Perrot, C.J., 1960. Estudio geológico de las inmediaciones del Pasaje El Molle. Departamento Tehuelche(Prov. de Chubut). Asoc. Geol.Arg.Rev., XV:53-79.

Pettijohn, F.J., P.Potter y R.Siever, 1972. Sand and Sandstone. Springer-Verlag. New York.618p.

- Powell, R.D., 1981. A model for sedimentation by tide water glaciers. *Annals of Glaciology*, 2:129-134.
- Potter, P. y P.Pettijohn, 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. Springer Verlag, 425p.
- Quartino, B.J., R.Zardini y A.Amos, 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. Provincia de San Juan. República Argentina. *Asoc.Geol.Arg., Monogr. N°1*, 46p.
- Reading, H.G., 1980. *Sedimentary Environments and Facies*. Elsevier, New York, 557p.
- Reineck, H. e I.Singh, 1975. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer Verlag, 439p.
- Reyes, F., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. *An.Acad.brasil.Cienc.*, 44(supl.):261-278.
- Riggi, A., 1935. Geología de la Sierra de Las Tunas y sus relaciones con las demás Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *An.Mus.Hist.Nat.Bernardino Rivadavia*, 38, Geol., N°26:313-332.
- Rocha-Campos, A., 1967. The Tubarao Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. En: J.J.Bigarella, R.Becker e I.Pinto(editores) *Problems in Brazilian Gondwanan Geology*, 27-102. Curitiba.

- \_\_\_\_\_, 1976. Direction of movement of Late Paleozoic glaciers in Angola (Western Africa). Bol.Inst.Geoc., Univ. Sao Paulo, 7:39-44.
- \_\_\_\_\_, 1981. Late Paleozoic tillites of the Sergipe-Alagoas basin, Rondonia and Matto Grosso, Brazil. En: M.Hambrey y W.Harland (editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", 838-841, Cambridge University Press.
- \_\_\_\_\_, R.Carvalho y A.J.Amos, 1977. A Carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean Bolivia. Rev.Brasil. de Geociencias, 7:287-303.
- \_\_\_\_\_, J.E.Farjallat y R.Yoshida, 1969. Crescentic marks on a Late Paleozoic glacial pavement in Southeastern Brazil. Geol.Soc.Am.Bull., 80(6): 1123-1126.
- \_\_\_\_\_, M.E. de Oliveira, P.R. dos Santos y A.Saad, 1976. Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glaciers in central eastern Sao Paulo, Paraná Basin Brazil. Inst.Geoc., Univ.Sao Paulo, 7:149-160.
- \_\_\_\_\_, y P.R. dos Santos, 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregorio Formation, Paraná Basin, south eastern South America. En: M.Hambrey y W.Harland (editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press.
- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del neopaleozoico al E de Esquel. Actas IV Jorn.Geol.Arg., 2:273-319.

- y B.Baldis, 1969. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:1005-1024, París.
- Russo, A., S.Archangelsky y J.Gamero, 1978. Los depósitos supra-paleozoicos en el subsuelo de la llanura Chaco-Pampeana argentina. II Cong.Arg.Paleont.Bioest. y I Cong.Latin.Paleont., Actas, IV:157-174.
- , R.Ferello y G.Chebli, 1979. Llanura Chaco-Pampeana. Geología Regional Argentina.Acad.Nac.Ciencias, Córdoba, I: 139-184.
- Schumerhorn, L.J., 1966. Terminology of mixed coarse-fine sediments. Jour.Sed.Petrol., 36:831-835.
- , 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or glacial. Am.Jour.Sci., 274:673-824.
- y W.Stanton, 1963. Tilloids in the West Congo Geosyncline. Quart.Jour.Geol.Soc.London, 119: 291-292.
- Schmidt, D.L. y P.Williams, 1969. Continental glaciation of Late Paleozoic Age, Pensacola Mountains, Antarctica. En: Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2:617-649, París.
- Schreuder, C. y C.Genis, 1974. Die Geologie van die Karasburgse Karrokom. Ann.Geol.Surv.S.Africa, 10(1973/4):7-22.

Schwab, F., 1969. Cyclic geosynclinal sedimentation: a petrographic evaluation. Jour.Sed.Petrol., 39:1325-1343.

Schwarzbach, M., 1964. Criteria for the recognition of Ancient Glaciations. En: A.E.M.Nairn(editor) Problems in Paleoclimatology. Intersci., Londres, 81-95.

Selley, R., 1970a, Ancient Sedimentary Environments. Science Paperbacks, Chapman & Hall, Londres, 2º ed., 287p.

————, 1970b. Studies of sequence in sediments using a simple device. Quart.Jour.Geol.Soc.London, 125.

Senúlveda, E. y R.Cucchi, 1978. Contribución al conocimiento de las metasedimentitas de la Formación Esquel en los cerros Excursión, provincia de Chubut. VIII Cong.Geol.Arg., Actas, I: 437-444.

Sessarego, H., 1980. Características estructurales y litológicas de la Formación Majaditas, Barreal, provincia de San Juan. Trab. Fin.Lic., Fac.Cs.Ex.Nat., Univ.Bs.As.

Seward, A.C., 1931. Plant life through the ages. Cambridge University Press.

Smith, A., 1959. Structures in the stratified Late Glacial clays of Windermere, England. Jour.Sed.Petrol., 29(3):447-453.

————, 1963a. Evidence for a Talchir(Lower Gondwana) Glaciation: striated pavement and boulder bed at Irai, central India. Jour.Sed.Petrol., 33(3):739-750.

- , 1963b. Striated pavements beneath basal Gondwana sediments in the Ajay River, Bihar, India. *Nature*, Londres, 198: 880.
- Spaletti, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Serie "B", Didáctica y Complementaria, N°8, Asoc.Geol.Arg., 175p.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *An.Min.Agric., sec.Geol.Mineral.Min.*, IV, 3, Buenos Aires.
- Stratten, T., 1969. Preliminary report on a directional study of tillites in the Karroo Basin of South Africa. En: *Gondwana Stratigraphy*, IUGS Symposium, UNESCO, 2:741-762, París.
- , 1970. Tectonic framework of sedimentation during Dwyka period in South Africa. En: S.Haughton(editor) *Second Gondwana Symposium*, Ciudad del Cabo, C.I.S.R., Pretoria, 483-490.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. *Bol.Inf.Petrol.*, N°287, Buenos Aires.
- , 1952. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas en la zona extraandina del Chubut, Patagonia austral, Argentina, XIX Cong.Geol.Int.Simp.Series Gondwana:273-284.Argel.
- , 1956. Geología de la Sierra de Pillahuinco. LEMIT. La Plata.
- , 1961. Paleogeografía del Paleozoico superior de la

Patagonia(R.Argentina).Asoc.Geol.Arg.Rev., 16(1/2):35-42.

Taúl, J., 1981. Variaciones faciales en los miembros superiores de la Formación Majaditas, SE de Barreal, prov. de San Juan. Trab.Fin.Lic., Fac.Cs.Ex.Nat., Univ.Bs.As.

Ten Haaf, E., 1956. Significance of convolute lamination. Geol. en Mijnbouww, 18:188-194.

\_\_\_\_\_, 1959. Graded beds of the Northern Apennines. Tesis Doctoral, Universidad de Gröningen, 102p.

Teruggi, M., 1982. Diccionario sedimentológico(volumen I). Rocas clásticas y piroclásticas. Ediciones Científicas Argentinas Librart(ECAL).Buenos Aires, 104p.

Turner, J.C.M., 1980. Islas Malvinas. En: J.C.M.Turner(editor) Geología Regional Argentina, Acad.Nac.Ciencias, Córdoba, II: 1503-1528.

Valencio, D., 1973. The paleomagnetism of South American rocks and its significance for the fragmentation of Gondwana Land. En: K. S.W.Campbell(editor) Gondwana Geology, Third Gondwana Symp., Canberra, 3-8.

Vázquez, J., R.Gorroño y J.Ivorra. El Paleozoico superior en las Provincias de San Juan y La Rioja. Asoc.Geol.Arg.Rev., XXXVI(1): 89-98.

Vernekar, A.D., 1972. Long-period global variations of incoming solar radiation. Am.Meteorol.Soc., Meteorol.Monogr., 12(34),20p.



Vilas, J. y D.Valencio, 1977. Paleomagnetism of South American rocks and the Gondwana continent. Fourth Gondwana Symposium. Calcuta, v.II:923-930.

Visher, G.S., 1969. Grain size distribution and depositional processes. Jour.Sed.Petrol., 39:1074-1106.

———— y R.Cunningham, 1981. Convolute lamination: a theoretical analysis: example of a Pennsylvanian sandstone. Sed.Geology, 28:175-188.

von Brunn, V. y T.Stratten(1981). Late Paleozoic tillites of the Karroo Basin of South Africa. En: M.Hambrey y W.Harland(editores) "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", Cambridge University Press, 71-79.

Walker, R.G., 1963. Distinctive types of ripple-drift cross lamination. Sedimentology, 2:173-188.

————, 1966. Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. Jour.Sed.Petrol., 36:90-114.

————, 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Jour.Sed.Petrol., 37:25-43.

————, 1975a, Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. Geol.Soc.Am.Bull., 86: 737-748.

- , 1975b. Upper Cretaceous resedimented conglomerates at Wheeler Gorge, California: description and field guide. Jour. Sed.Petrol., 45:105-112.
- , 1976. Facies Models. 2: Turbidites and associated coarse clastic deposits. Geosci.Canada, v.3:25-36.
- , 1977. Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. Geol.Soc.Am.Bull., 88:273-285.
- , 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. Am.Assoc.Petrol.Geol.Bull., 62(6):932-966.
- y E.Mutti, 1973. Turbidite facies and facies associations. En: G.V.Middleton y A.Bouma(editores) Turbidites and Deep Water Sedimentation. Soc.Econ.Paleont.Mineral. Pacific Section. Short Course.Anaheim.
- Walter, K., 1931. Über ein Vorkommen von geschrammter Landoberfläche aus dem Gondwanageazal. Zbl.Mineral., Abt. B, 449-460. Stuttgart.
- Wegener, A., 1912. The origin of continents and oceans.(Traduc. de la cuarta ed.1929). Mehuen y Co.(1966)
- Welsh, W., 1979. A discussion of the criteria for distinguishing proximal from distal turbidites. Sed.Geology, 22(3/4):121-126.

Wentworth, C., 1936. An analysis of the shapes of glacial cobbles. Jour.Sed.Petrol., 6:85-108.

Whetten, J. y J. Hawkins, 1970. Diagenetic origin of graywacke matrix minerals. Sedimentology, 15:347-361.

White, K., 1923. Detailed reconnaissance of the Cañado Range and the Tarija Valley between the Pescado River and the mouth of the Itau River with supplementary data of the San Telmo Range, SE Bolivia and NW Argentina. Inf.Standard Oil Co., Bolivia.

Williams, E., 1960. Intra-stratal flow and convolute folding. Geol.Mag., 97:209.

Winterer, E., 1964. Late Precambrian pebbly mudstone in Normandy, France: tillite or tilloid?. En: A.E.M.Nairn(editor) Problems in Paleoclimatology, Intersci,, Londres.

Zöllner, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina. Zona de Barreal. Asoc.Geol.Arg.Rev., V(3):111-126.

